N° d'enregistrement
Université de Bordeaux I
- 339 -

N° d'enregistrement
C.N.R.S.
- -

THÈSE

DE DOCTORAT D'ÉTAT ÈS SCIENCES NATURELLES

PRESENTÉE

A L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX I

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR ÈS SCIENCES

PAR

André FERRAGNE

LE PRECAMBRIEN ET LE PALEOZOIQUE
DE LA PROVINCE D'ORENSE (NORD-OUEST DE L'ESPAGNE)
STRATIGRAPHIE - TECTONIQUE - METAMORPHISME

Soutenue, le 3 mars 1972, devant la Commission d'Examen :

MM. **M. VIGNEAUX**, Professeur..... Président

J. EMBERGER, Professeur.....
P. LEVEQUE, Professeur..... } Examinateurs

M. ROQUES, Doyen honoraire, Professeur à l'Université de Clermont-Ferrand....
E. DEN TEX, Professeur à l'Université de Leyde.....
P. GIRAUD, Professeur à l'Université de Grenoble..... } Invités

- 1972 -

N° d'enregistrement
Université de Bordeaux I
- 339 -

N° d'enregistrement
C.N.R.S.
- -

THÈSE

DE DOCTORAT D'ÉTAT ÈS SCIENCES NATURELLES

PRESENTÉE

A L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX I

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR ÈS SCIENCES

PAR

André FERRAGNE

LE PRECAMBRIEN ET LE PALEOZOIQUE
DE LA PROVINCE D'ORENSE (NORD-OUEST DE L'ESPAGNE)
STRATIGRAPHIE - TECTONIQUE - METAMORPHISME

Soutenue, le 3 mars 1972, devant la Commission d'Examen :

MM. **M. VIGNEAUX**, Professeur..... Président
J. EMBERGER, Professeur.....
P. LEVEQUE, Professeur..... } Examinateurs
M. ROQUES, Doyen honoraire, Professeur à l'Université de Clermont-Ferrand....
E. DEN TEX, Professeur à l'Université de Leyde..... } Invités
P. GIRAUD, Professeur à l'Université de Grenoble.....

- 1972 -

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547317_0004

AVANT - PROPOS

Ma vocation pour les Sciences de la Terre et plus précisément pour la Pétrologie cristalline se révèla au cours de mes études à l'Université d'Alger. Messieurs les Doyens L. ROYER et R. LAFFITTE et Monsieur le Professeur Y. GOURINARD, chacun dans leur spécialité par le haut niveau de leur enseignement, par la rigueur de leurs raisonnements, surent d'abord m'intéresser, puis me passionner pour la Géologie. Qu'ils veuillent bien trouver, ici, l'expression de ma reconnaissance et de ma profonde admiration.

C'est à Monsieur le Professeur P. GIRAUD que je dois mon orientation vers la Pétrologie cristalline. Ses vertus d'enseignant et de chercheur n'ont d'égales que ses qualités humaines. Il m'initia à la recherche dans le cadre d'un doctorat de 3ème cycle dans le massif de l'Ahaggar, puis m'offrit un poste d'Assistant. Par la suite il m'incita à entreprendre une thèse d'Etat. C'est à son inépuisable bienveillance à sa sollicitude, à ses encouragements, à l'amitié et à la confiance qu'il me témoigna, que je dois d'avoir mené à bien ce travail de recherche. Ces quelques mots me paraissent bien insuffisants pour lui exprimer tous mes sentiments de vive gratitude et de profond respect.

Les paradoxes de l'Histoire conduisirent le pétrographe que j'étais déjà parmi les spécialistes du Tertiaire, à Bordeaux. Là, je fus très aimablement accueilli par Monsieur le Professeur M. VIGNEAUX qui, dès le premier instant, manifesta à mon égard une large compréhension et une grande indulgence et contribua à faciliter mon insertion parmi les chercheurs bordelais. Devant mon désir de poursuivre des recherches dans le domaine de la Pétrographie cristalline, il détermina le choix de mon terrain de thèse en Espagne en me recommandant auprès du Directeur de l'Institut Géologique et Minier de Madrid. Enfin, je ne saurais oublier les encouragements qu'il me prodigua et l'aide matérielle qu'il me procura pour l'impression de ce mémoire. Qu'il veuille bien trouver dans ces quelques lignes l'expression de ma vive reconnaissance et de mon profond attachement.

Je me dois de réserver une place toute particulière à Monsieur le Professeur J. EMBERGER, grâce à qui il me fut permis de travailler dans les meilleures conditions possibles. M'ayant accueilli dans son service, il manifesta toujours un très grand intérêt pour mes recherches et ne ménagea pas ses encouragements et ses conseils. Me libérant au maximum des charges attachées à la fonction d'Assistant, il s'efforça inlassablement de m'apporter toute l'aide matérielle et scientifique nécessaire. Mais l'aide la plus précieuse fut sans nul doute l'amitié qu'il me témoigna toujours, amitié qui ne se démentit pas malgré les vicissitudes de la vie universitaire. Je le prie de trouver ici l'expression de ma gratitude et de mon profond attachement.

Monsieur le Professeur P. LEVEQUE a bien voulu accorder une bienveillante attention à mon travail et accepter de faire partie du jury de thèse. Je tiens à lui exprimer mes remerciements et ma respectueuse reconnaissance.

Monsieur le Professeur M. GOTTIS a suivi avec intérêt mes recherches en Galice. Ses suggestions et ses critiques, tant au cours d'une excursion en 1968, en compagnie de Monsieur le Professeur EMBERGER, que lors de discussions ultérieures, m'ont été d'une aide précieuse. Je lui en suis particulièrement reconnaissant et lui exprime ma profonde gratitude.

Le problème de l'âge des différents métamorphismes de Galice a pu être abordé grâce à la haute bienveillance de Monsieur le Doyen M. ROQUES qui m'accueillit à plusieurs reprises dans son laboratoire de Géochronologie de Clermont-Ferrand et me permit de faire de nombreuses mesures. A chacune de mes visites, Monsieur le Doyen ROQUES me prodigua conseils, critiques et encouragements, ne ménageant ni sa peine, ni son temps. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma très vive reconnaissance et ma respectueuse gratitude.

Monsieur le Professeur J. COGNE, de Rennes, marqua un vif intérêt pour mes travaux en Galice, région qui n'est pas sans rappeler la Bretagne à divers titres. Au cours d'une excursion en 1971, en compagnie de Monsieur le Doyen ROQUES, il fut un contradicteur aimable et bienveillant. Ses critiques pertinentes et ses conseils constructifs m'apportèrent une aide précieuse. Je lui en suis très reconnaissant et lui exprime ma profonde gratitude.

Monsieur le Professeur E. DEN TEX, de Leiden, me fit bénéficier de sa vaste connaissance de la géologie de la Galice. Lors d'une excursion sur mon terrain de thèse, il me dispensa, avec la parfaite courtoisie qui le caractèrise, remarques et critiques. Ses encouragements et son soutien me furent d'un précieux réconfort. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de mes vifs remerciements et de ma sincère admiration.

Monsieur le Professeur I. PARGA-PONDAL, de Lage, fut le premier à me recevoir sur cette terre galicienne qui lui tient tant à coeur et je n'oublierai jamais son accueil si chaleureux. Son enthousiasme communicatif pour tout ce qui a trait à la géologie de la Galice et ses conseils judicieux contribuèrent largement à faciliter mes premières recherches. Je le prie de trouver dans ces quelques lignes l'expression de mon attachement et de ma reconnaissance.

Monsieur le Directeur Général du C.N.R.S. a bien voulu m'accorder plusieurs subventions pour frais de mission et m'a permis de travailler dans de bonnes conditions matérielles. Je lui exprime ici ma très vive gratitude.

Je ne saurai terminer sans témoigner ma gratitude à tous ceux qui, à des titres divers m'ont permis de mener ce travail à son terme.

- Mon excellent ami P. M. ANTHONIOZ partagea tous mes moments d'enthousiasme et de déception. Il m'apporta un appui moral sans prix avec sa chaude amitié et une aide précieuse par ses critiques pertinentes. Il fut un interlocuteur attentif et infatigable et nombre des idées contenues dans ce mémoire naquirent au cours de nos discussions passionnées.

- Les membres de l'Association des géologues du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.

- Les membres du Laboratoire de Géochronologie de Clermont-Ferrand et notamment Mme M. VACHETTE et M. Y. VIALETTE.

- Madame J. PRUD'HOMME qui s'occupa avec compétence et efficacité de l'impression de ce mémoire.

- L'ensemble du personnel technique des Laboratoires de Bordeaux et notamment MM. J. AINSA, H. BELIN, Mme L. CLAIRISSE, MM. J. MORO, C. OUZEAU, H. TROUVAT, Mme L. VERGE.

S O M M A I R E

INTRODUCTION 1

1ère Partie : LE PALEOZOIQUE

CHAPITRE I - ETUDE STRATIGRAPHIQUE DU PALEOZOIQUE 11

I. LA SERIE DE L' "OLLO DE SAPO" 12

A. Les données de terrain 13

1) La bordure nord-est du synclinal de Verin
2) La bordure sud-ouest du synclinal du Sil
3) La bordure sud-ouest du synclinal de Truchas
4) Conclusions

B. Etude pétrographique 21

1) Les deux types de porphyroides sédimentaires
2) Etude microscopique

a)- Les arkoses typiques
b)- Les arkoses schisteuses supérieures
c)- Les arkoses schisteuses inférieures

C. Caractères généraux de la série de l' "Ollo de Sapo" 28

1) Deux faciès lithologiques principaux
2) Deux parties supérieure et inférieure
3) Rapports avec la série paléozoique et le socle
4) Caractères spécifiquement sédimentaires
5) Répartition des divers faciès

D. Origine, position stratigraphique et âge 32

1) Origine
2) Position stratigraphique, signification et âge
3) Remarques

II. LES SCHISTES CAMBRO-ORDOVICIENS 41

III. L'ORDOVICIEN 42

A. Les grès et quartzites de l'Arénig 42

B. Les schistes du Llandeilo 43

IV. LE SILURIEN 43

A. Généralités 43

B. Le Silurien de la série de Verin 45

1) La zone de passage Llandeilo-Silurien
2) La série des schistes, psammites et grauwackes
3) La série volcano-détritique
4) Les termes supérieurs
5) Conclusions générales

C. Le Silurien de la série de Celanova 55

1) La succession lithologique dans l'ensemble supérieur
2) Comparaison avec le Silurien de la série de Verin

V. LES TERRAINS D'AGE INCERTAIN 57

CHAPITRE II - ETUDE STRUCTURALE DU PALEOZOIQUE 59

I. LES DEFORMATIONS SOUPLES 60

A. Les plissements dans le Cambro-Ordovicien et l'Ordovicien 60

1) Phase 1
2) Phase 2
3) Phase 3
4) Caractères généraux des plissements dans le Cambro-Ordovicien

B. Les plissements dans le Silurien 69

1) Phase I
2) Phase II
3) Caractères généraux des plissements dans le Silurien

C. Relations entre les différentes déformations dans le Cambro-Ordovicien et dans le Silurien 73

1) 1ère solution : tous les plissements sont post-siluriens
2) 2ème solution : existence d'une phase de plissement antésilurienne

D. Comparaison avec les régions voisines 83

II. LES DEFORMATIONS CASSANTES 85

CHAPITRE III - LE METAMORPHISME REGIONAL DU PALEOZOIQUE 87

I. ZONEOGRAPHIE ET CARACTERES GENERAUX DU METAMORPHISME REGIONAL 89

II. LE METAMORPHISME REGIONAL DANS LES ECTINITES 90

A. Les arkoses et grauwackes 90

1) Les arkoses de la bordure nord-est du synclinal de Verin
2) Les arkoses schisteuses
3) Les grauwackes siluriens
4) Les paragénèses minérales

a)- Dans l'épizone
b)- Dans la mésozone

B. Les formations schisteuses 96

1) Caractères généraux
2) Pétrographie et paragénèses minérales

a)- Les formations schisteuses dans l'épizone
b)- Les formations schisteuses dans la mésozone
c)- Les formations schisteuses dans la catazone

C. Relations entre les cristallisations métamorphiques et les déformations. Etude microtectonique 105

1) Le Cambro-Ordovicien
2) Le Silurien

D. Les phénomènes de rétromorphose 109

III. LA MIGMATISATION 109

A. Caractères généraux de la migmatisation 109

1) Les faciès macroscopiques
2) Le passage migmatites-paléosome
3) Hauteur du front de la migmatisation

B. Etude pétrographique 113

1) Les différents types
2) Les paragénèses minérales

C. Etude microtectonique 115

D. Conclusions 115

IV. LES CONDITIONS DU METAMORPHISME REGIONAL 117

A. Les conditions de la migmatisation 119

B. Le type de métamorphisme 120

C. Comparaison avec les autres régions de Galice ... 120

V. LES GRANITES HERCYNIENS 121

A. Les granites d'anatexie 121

B. Les granites alcalins à 2 micas 122

C. Les granites et microgranites calco-alcalins à biotite 123

2ème Partie : LE PRECAMBRIEN

CHAPITRE I - LES FORMATIONS GNEISSIQUES DE LA SERIE PRECAMBRIENNE DE VIANA DEL BOLLO 127

I. ETUDE PETROGRAPHIQUE 129

A. Les migmatites 129

1) Caractères généraux
2) Les épibolites
3) Les gneiss embréchitiques
4) Les formations réfractaires

a)- Les gneiss surmicacés
b)- Les quartzites
c)- Les amphibolites à biotite
d)- Les niveaux calcomagnésiens et calciques

B. Les blastomylonites 141

1) Caractères généraux
2) Les principaux types

a)- Les gneiss oeillés fins
b)- Les gneiss leucocrates
c)- Les enclaves

3) Etude microscopique
4) Conclusions

C. Les intrusions postérieures à la migmatisation 147

D. Conclusions 148

1) Origine
2) Evolution polycyclique
3) Comparaison avec les formations polycycliques du Nord-Ouest de la Péninsule

II. ETUDE STRUCTURALE 150

A. Les différentes phases de plissement 151

1) Phase 4
2) Phase 3
3) Phase 2
4) Les phases anciennes
5) Conclusions

B. Etude microtectonique 161

1) Les blastomylonites

2) Les plis de phase 2 et 3
3) Les plis de phase 4

III. RELATIONS DE LA SERIE DE VIANA DEL BOLLO AVEC LES FORMATIONS VOISINES 166

A. Les relations avec les gneiss oeillés de Porto 166

B. Les relations avec les migmatites hercyniennes ... 167

IV. LES DIFFERENTS METAMORPHISMES SUPERPOSES 168

A. Le métamorphisme antéblastomylonitique 168

B. Le métamorphisme blastomylonitique 169

C. Le métamorphisme M_3 et la migmatisation hétérogène 169

1) Les paragénèses minérales
2) Les différents isogrades
3) Conclusions

D. Le métamorphisme M_4 176

1) Les paragénèses minérales
2) Les migmatites

CHAPITRE II - LES GNEISS OEILLES PRECAMBRIENS 179

I. ETUDE PETROGRAPHIQUE 180

A. Les gneiss oeillés du massif de Porto 180

1) Les gneiss oeillés à deux micas
2) Les gneiss oeillés à grenat
3) Les enclaves
4) Les formations filoniennes anciennes
5) Conclusions

B. Les gneiss oeillés du massif de la Sanabria 187

C. Les gneiss de la Sierra de Queija 189

II. ETUDE STRUCTURALE 190

A. La structure générale 190

B. Les différentes phases de plissement 191

1) Phase 4
2) Phase 3
3) Les phases anciennes
4) Conclusion

C. Etude microtectonique 196

1) Etude micrographique
2) Etude de la texture
3) Conclusion

III. ETUDE METAMORPHIQUE 204

A. Caractères métamorphiques des gneiss du domaine central 204

B. Caractères métamorphiques des gneiss limitrophes des zones de migmatites 204

CHAPITRE III - CONCLUSIONS A L'ETUDE DES FORMATIONS PRECAMBRIENNES 207

I. EVOLUTION METAMORPHIQUE ET STRUCTURALE DES FORMATIONS PRECAMBRIENNES 208

II. AGE DES DIFFERENTS METAMORPHISMES 210

A. Le métamorphisme M_4 210

B. Le métamorphisme M_3 211

1) Etude comparative des métamorphismes M_4 et M_3
2) Etude géochronologique

C. Le métamorphisme M_2 219

D. Conclusion 219

III. AGE DES PLISSEMENTS 220

3ème Partie : CONCLUSIONS GENERALES 223

BIBLIOGRAPHIE REGIONALE 231

BIBLIOGRAPHIE GENERALE 241

INTRODUCTION

I. CADRE GEOGRAPHIQUE

La région qui a fait l'objet de cette étude est située dans le Nord-Ouest de l'Espagne, en Galice, dans la province d'Orense. Ses limites sont sensiblement celles de la province, à l'exclusion, toutefois, des territoires situés au Nord du parallèle d'Orense. D'autre part, le prolongement vers l'Est de certains ensembles géologiques nous a amené à étendre nos recherches dans la partie la plus occidentale de la province de Zamora, en particulier dans le massif de la Sierra Segundera (fig. 1). Dans les limites ainsi définies, la zone étudiée couvre environ 5 000 km^2.

Cette région est l'une des plus accidentées de Galice et, aussi, celle où les altitudes sont parmi les plus élevées. En dehors de quelques grandes vallées, comme celles du rio Miño et du rio Sil, situées entre 100 et 150 m, l'altitude n'est jamais inférieure à 500 m. De nombreux massifs dépassent 1 000 m : Sierra de Jurez, Sierra de Larouco, Sierra de San Mamed, Sierra de Queija, Montes del Invernadero, Sierra Segundera, Sierra del Eje. Le sommet le plus élevé, la Peña Trevinca (2 124 m), appartient à la Sierra de la Cabrera Baja, située dans la partie orientale de la province d'Orense, à la limite avec la province de Zamora. Un réseau hydrographique très important entaille plus ou moins profondément ces massifs, drainant les eaux vers l'Océan Atlantique.

Protégée des influences atlantiques, la province d'Orense a un climat très contrasté, à caractère nettement continental : froid et précipitations importantes en hiver et au printemps faisant place, sans transition, à la chaleur et la sécheresse en été. Ce climat apparaît comme relativement sec par rapport à celui des provinces côtières de Galice.

Le relief accidenté, les altitudes moyennes relativement élevées, le climat et la nature des terrains, sans compter l'action destructive de l'homme, expliquent le très faible développement du manteau végétal. Ainsi, les massifs forestiers sont pratiquement inexistants et la majeure partie du territoire est recouverte par une maigre lande de bruyères, de genêts et de chênes verts rabougris. De ce fait, les conditions d'affleurement sont particulièrement favorables.

Au point de vue humain, la plus grande partie de la population se trouve concentrée dans la moitié occidentale de la province et plus particulièrement dans le bassin du rio Miño. A l'Est, les agglomérations, beaucoup plus rares, sont généralement groupées à proximité de quelques gros bourgs comme Verin, Viana del Bollo, Puebla de Trives, El Barco. De vastes régions restent ainsi inhabitées : Sierra de Queija, Montes del Invernadero, Sierra Segundera.

II. ETAT DES CONNAISSANCES

La Galice a fait l'objet de fort peu d'études jusqu'à une époque récente.

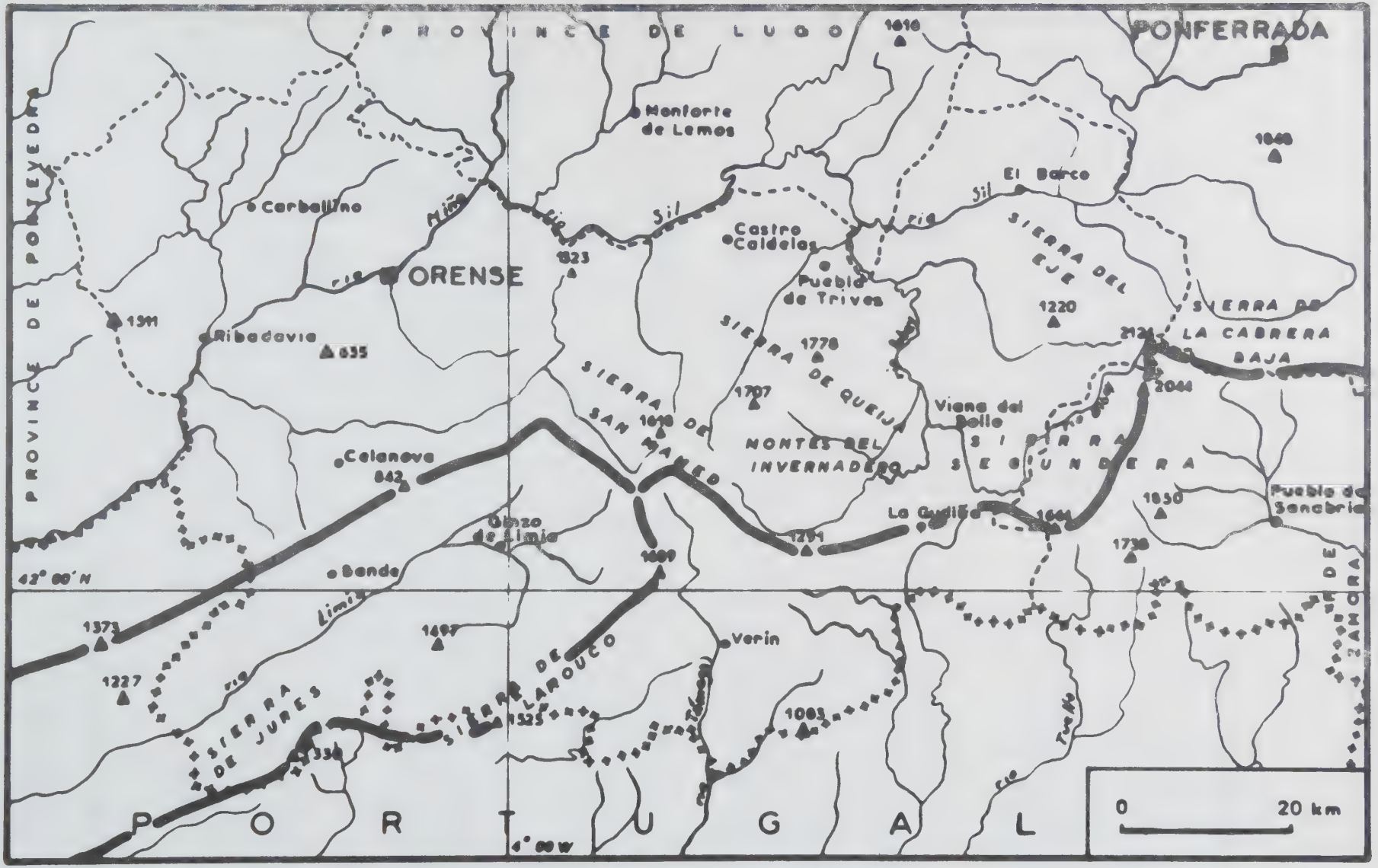


Figure 1. Schéma oro-hydrographique de la province d'Orense

A. Les travaux antérieurs à 1950 ont surtout porté sur la stratigraphie des terrains paléozoiques. C'est Ch. BARROIS (1882) qui établit les premières successions lithostratigraphiques et donna, avec J. MAC PHERSON (1881, 1886), les premières descriptions pétrographiques. Ultérieurement, P. HERNANDEZ-SAMPELAYO (1922, 1935) poursuivit les recherches de ces prédécesseurs et découvrit de nombreux gisements fossilifères.

Toutefois, ces recherches ne permettent pas d'aboutir à une connaissance d'ensemble de la géologie galicienne. Les seules cartes générales de Galice sont l'oeuvre de C. SCHULZ (1835) et de P. HERNANDEZ-SAMPELAYO (1922).

D'autres chercheurs ont apporté leur contribution à la connaissance de la géologie du Nord-Ouest de l'Espagne, tels que R. STAUB (1927), W. CARLE (1945), F. LOTZE (1945), L. U. de SITTER (1949).

En ce qui concerne la province d'Orense, les seuls travaux détaillés sont dus à P. HERNANDEZ-SAMPELAYO (1922) et W. CARLE (1945).

Le premier, dans sa carte au 1/400.000, a délimité les grands ensembles lithologiques : granites, schistes cristallins, terrains cambriens. Le second, outre de nombreuses observations isolées portant sur le métamorphisme de contact et diverses structures plissées, donne le premier schéma tectonique de la région de Celanova.

B. Les travaux récents

Depuis une quinzaine d'années, l'étude détaillée de la Galice a été entreprise et poursuivie, tant par des équipes que par des chercheurs isolés.

En Galice orientale, F. LOTZE (1961) et ses élèves (notamment W. RIEMER, 1963 et R. WALTER, 1963) apportèrent une contribution essentielle en établissant la stratigraphie détaillée des terrains paléozoiques.

A l'Ouest, en Galice cristalline, dès 1959, E. DEN TEX et de nombreux chercheurs de l'Université de Leiden entreprirent l'étude, particulièrement ardue, des formations métamorphiques. Ces recherches ont abouti, outre la publication de nombreuses études régionales (P. FLOOR, 1966 ; D. E. VOGEL, 1967 ; A. VAN ZUUREN, 1969), à la première reconstitution de l'histoire géologique de la Galice occidentale (E. DEN TEX, 1965).

Mais, c'est I. PARGA-PONDAL qui a contribué d'une façon capitale au progrès de la connaissance géologique de la Galice, tant par ses travaux personnels, en particulier sur les complexes anciens de la Galice occidentale (1956) et sur la série de l' "Ollo de Sapo" (1960, 1964), qu'en créant le "Groupe des géologues du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique" grâce auquel les idées de chacun purent s'échanger et se confronter.

Plus récemment, Ph. MATTE (1968) a établi une synthèse générale des connaissances stratigraphiques et tectoniques du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, des Asturies à la Galice. R. CAPDEVILA (1969) a étudié l'évolution du métamorphisme hercynien et des granitisations dans le Nord de la Galice (province de Lugo).

Enfin, il convient de mentionner les divers travaux effectués dans le Nord du Portugal, dans la province de Tras-os-Montes, notamment ceux de C. TEIXERA (1954), A. RIBEIRO et coll. (1965, 1966) et P. M. ANTHONIOZ (1969).

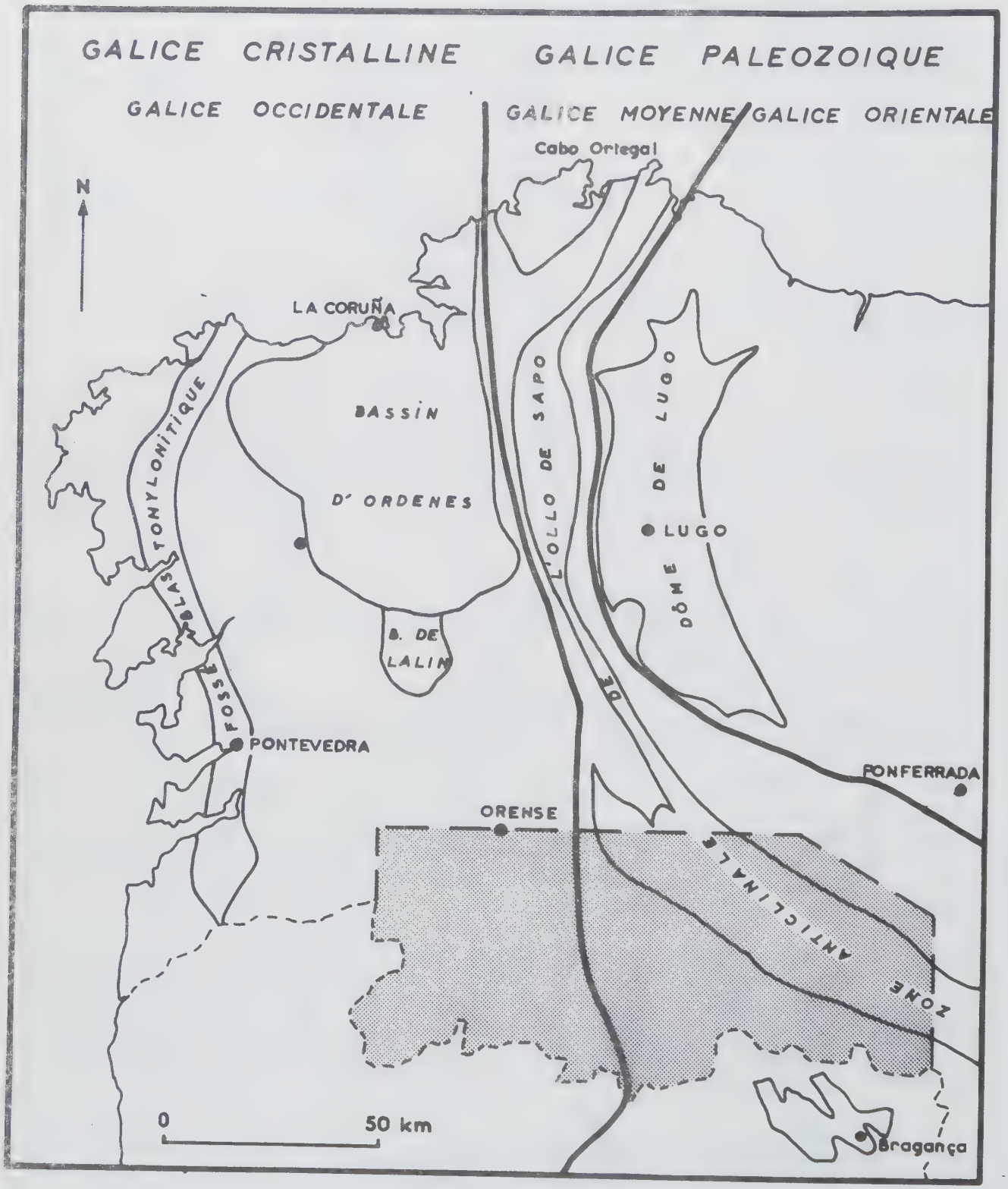


Figure 2. Les grandes subdivisions géologiques de la Galice (explications dans le texte)

C. Les grands traits géologiques de la Galice

La Galice se subdivise en deux grands domaines nettement différents, l'un occidental, essentiellement cristallin, l'autre oriental, formé en majeure partie de terrains paléozoïques (fig. 2).

a) - La Galice cristalline, à l'Ouest, correspond en gros à la zone galaico-castillane définie par F. LOTZE (1945) (fig. 3), c'est-à-dire à la zone axiale de la chaîne hercynienne. Elle se caractérise par l'abondance des formations granitiques et par la forte intensité du métamorphisme hercynien, le plus souvent méso- à catazonal.

Le Paléozoïque, probablement présent, est difficilement identifiable avec certitude du fait de l'absence de fossiles ou de relations directes avec des séries bien datées.

Le Précambrien se reconnaît plus aisément, soit par sa nature pétrographique (éclogites, granulites), soit par ses caractères polymétamorphiques (blastomylonites). Composé de formations très variées (métapéridotites, éclogites, amphibolites, ortho- et paragneiss), ce Précambrien constitue de grandes unités isolées les unes des autres par de larges zones granitisées. Les plus importantes de ces unités sont (fig. 3) :

- Le fossé blastomylonitique, à l'Ouest (I. PARGA-PONDAL, 1956 ; L. DE SITTER et P. FLOOR, 1967) ;
- Les bassins d'Ordenes et de Lalin, à l'Est (H. KONING, 1966 ; F. W. WARMAARS, 1966 ; A. VAN ZUUREN, 1969).

b) - La Galice paléozoïque, à l'Est du domaine précédent (fig. 3), appartient à la zone ouest-asturienne et léonienne de F. LOTZE (1945) (fig. 2).

Les terrains paléozoïques y sont largement représentés, peu ou pas métamorphiques et assez bien datés par des fossiles. Ils se répartissent en deux provinces paléogéographiques, l'une occidentale où le Cambrien est lacuneux ou absent (Cambrien de type tolédan de F. LOTZE, 1961), l'autre orientale, où le Cambrien est complet (Cambrien de type ibérique ou ouest-asturien de F. LOTZE, 1961). La première se localise sensiblement de part et d'autre d'une zone anticlinale dite de l' "Ollo de Sapo" et constitue la zone de Galice moyenne. La seconde correspond à la zone de Galice orientale.

Les formations précambriennes ne sont pas exclusivement cantonnées en Galice cristalline. Elles sont également présentes en Galice paléozoïque où elles se rattachent à deux grands types.

- Un Précambrien allochtone, représenté par des complexes métamorphiques principalement basiques et ultrabasiques, reposant en contact anormal sur le Paléozoïque : au Nord, le complexe du Cabo Ortegal (D. E. VOGEL, 1967) et au Sud, au Portugal, les complexes de Bragança et de Morais (P. M. ANTHONIOZ, 1969) (fig. 3).

- Un Précambrien autochtone qui constitue (fig. 3) :
  - le dôme de Lugo (série des paragneiss de Villalba) (R. CAPDEVILA 1969) ;
  - la zone anticlinale dite de l' "Ollo de Sapo" ou de Galice moyenne, où apparaissent des orthogneiss (série des gneiss oeillés de Porto) et des paragneiss (série de Viana del Bollo).

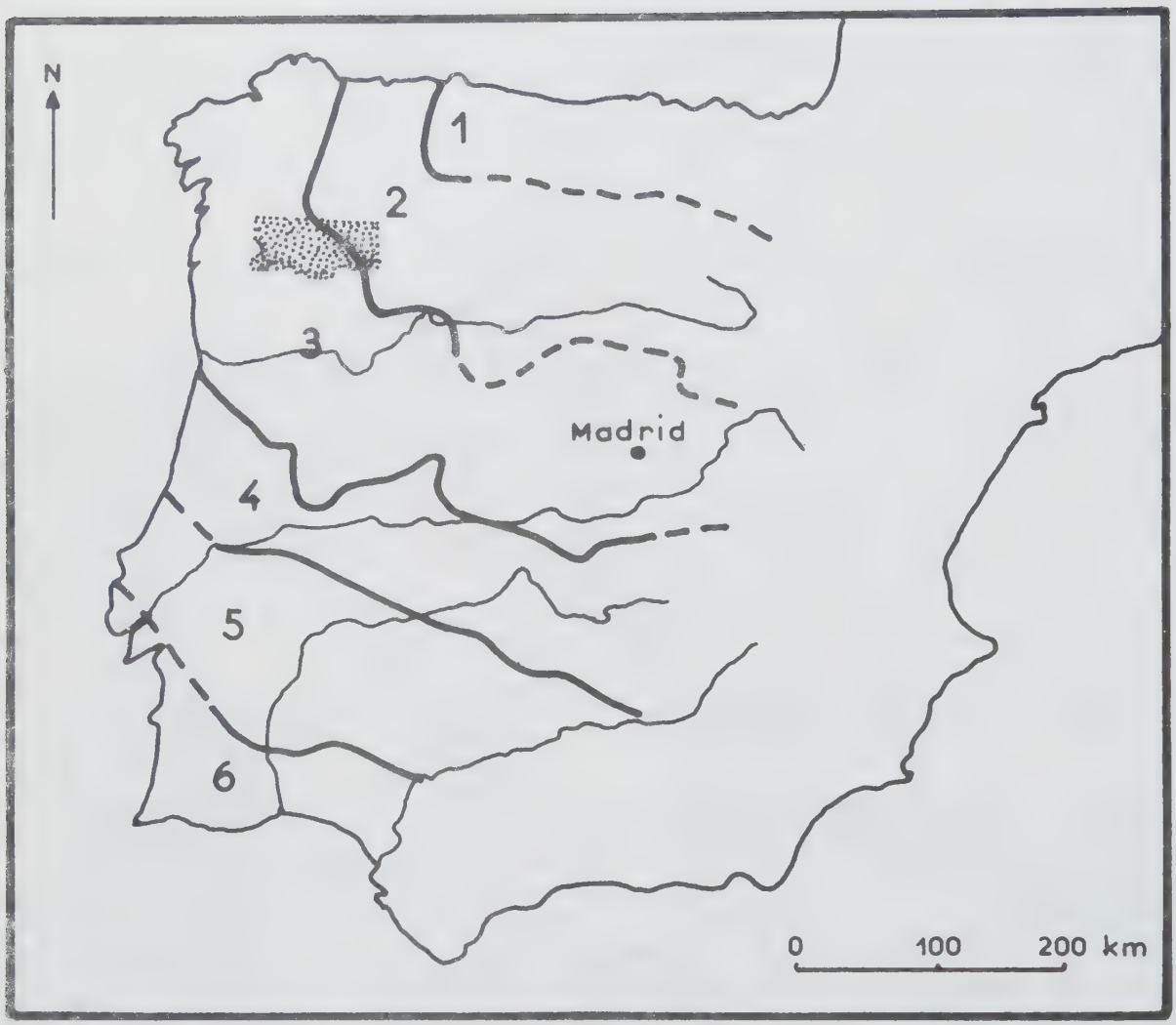


Figure 3. Division tectonique des chaînes hercyniennes de la Péninsule Ibérique (d'après F. LOTZE, 1945)

1 - Zone cantabrique
2 - Zone du Léon et des Asturies occidentales
3 - Zone de Galice et de Castille
4 - Zone alcudienne et de Lusitanie occidentale
5 - Zone de l'Ossa-Morena
6 - Zone sud portugaise

La région étudiée est en pointillés.

III. BUTS ET METHODES

A. Buts de ce travail

Les recherches effectuées dans le Nord-Ouest de la Péninsule par les différents chercheurs ont conduit à poser un certain nombre de problèmes, et, en particulier, parmi ceux-ci, celui de l'existence dans l'ensemble de la Galice d'une tectonique et d'un métamorphisme antéhercynien.

En effet, en Galice cristalline, un cycle orogénique antéhercynien, d'âge précambrien, a été mis en évidence dans différentes régions (E. DEN TEX 1966 ; P. FLOOR, 1966 ; A. VAN ZUUREN, 1969). Par contre, en Galice paléozoique, mis à part le cas des complexes précambriens allochtones, les phases de plissement et les différents métamorphismes observés dans le Précambrien sont tous rapportés à l'Hercynien (Ph. MATTE, 1968 ; R. CAPDEVILA, 1969).

Nous nous proposons de faire dans ce travail une étude comparative de l'évolution structurale et métamorphique des formations précambriennes et paléozoiques dans une région s'étendant de part et d'autre de la limite entre les deux grands domaines de Galice cristalline et de Galice paléozoique.

Ce travail nous a aussi amené à aborder divers problèmes connexes tels que l'âge et la signification des arkoses de la série de l' "Ollo de Sapo" et la distinction entre gneiss oeillés d'origine ortho- et para-.

B. Méthodes

Pour réaliser ce travail, il a été nécessaire de procéder à un lever cartographique important. Les seules cartes géologiques disponibles de la province d'Orense sont, en effet, la carte au 1/400.000de P. HERNANDEZ-SAMPELAYO (1922) trop imprécise pour être utilisée et la carte au 1/400.000 de I. PARGA PONDAL (1963) qui a servi de document de base à tous nos levers.

Pour la partie occidentale de la province de Zamora (Sierra Segundera), les contours de la "Carte géologique du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique au 1/500.000" (1967) se sont révélés presque totalement erronés.

L'analyse structurale des différents terrains a été menée conjointement à une étude pétrographique détaillée s'appuyant sur de nombreuses lames minces.

IV. PLAN DE L'OUVRAGE

Cet ouvrage est divisé en deux grandes parties.

La première est consacrée à l'étude stratigraphique, structurale et métamorphique des terrains paléozoiques. Une place importante a été accordée aux problèmes posés par la série de l' "Ollo de Sapo".

Dans la seconde partie, consacrée au Précambrien, les caractères pétrographiques et structuraux des paragneiss (série de Viana del Bollo) et des orthogneiss (série des gneiss oeillés de Porto) sont successivement étudiés et comparés.

Les corrélations entre les différents évènements tectoniques et métamorphiques dans le Précambrien et le Paléozoique sont établies et discutées dans la troisième partie.

PREMIERE PARTIE

LE

PALEOZOIQUE

CHAPITRE I

ETUDE STRATIGRAPHIQUE DU PALEOZOIQUE

RESUME - Les formations paléozoiques débutent par une série de porphyroides dites de l' "Ollo de Sapo". Cette série, d'origine sédimentaire, constituée d'arkoses et d'arkoses schisteuses, est caractérisée par la présence d'yeux de quartz et surtout de feldspaths. Ces derniers sont remarquables par leur grande taille et leur bon état de conservation. La série de l' "Ollo de Sapo" provient du remaniement sur place d'arènes granitiques lors de la transgression et a valeur de conglomérat de base du Paléozoique. Elle repose sur des orthogneiss précambriens dont elle est difficile à distinguer.

Au-dessus des porphyroides de l' "Ollo de Sapo" vient une série cambro-ordovicienne, régulièrement développée, constituée de :

- schistes gris à gris-bleu (Cambrien supérieur ou Ordovicien inférieur) ;
- grès et quartzites à Cruziana (Arénig) ;
- schistes gris à noirs (Llandeilo).

La limite Ordovicien-Silurien correspond à une importante période d'instabilité et de mouvements (phase taconique) qui se marque par :

- l'érosion partielle du Llandeilo ;
- des dépôts détritiques grossiers (conglomérats et grauwackes).

Le Silurien est formé de deux ensembles bien individualisés :

- une série inférieure, de schistes, psammites et grauwackes (Llandovery supérieur ou Wenlock supérieur) ;
- une série supérieure, volcanodétritique, de quartzites, schistes et volcanites acides.

Les formations paléozoiques constituent une partie importante de la province d'Orense. Elles se répartissent en différentes unités lithologiques de superficie inégale (carte hors-texte).

L'unité la plus importante est la série dite de Verin (1). C'est un périsynclinal délimité au Nord-Est et à l Ouest par des formations essentiellement granitiques. Il correspond à la terminaison nord-ouest d'un très vaste

---

(1) Ville située dans le Sud de la province d'Orense.

ensemble de terrains du Paléozoique inférieur qui s'étend plus au Sud, dans le Nord-Est du Portugal (province de Tras-os-Montes) et, au Sud-Est, en Espagne (province de Zamora).

A L'Ouest, la partie supérieure de la série dite de Celanova (1) est probablement d'âge silurien. C'est un jalon particulièrement intéressant par sa situation géographique, à l'Ouest de la série de Verin, et par ses rapports stratigraphiques avec une série précambrienne. Son âge exact demeure incertain faute de fossiles.

A l'Est et au Nord-Est apparaît la bordure occidentale du vaste domaine paléozoique léono-asturien (synclinal du Sil ou de Truchas).

Enfin, il existe divers lambeaux, de superficie réduite, isolés dans des domaines granitiques, tels les schistes et quartzites de Ribadavia et les schistes de Hedradas. Ces terrains ont un âge indéterminé, peut-être paléozoïque.

Le Paléozoique de la série de Verin présente les caractères généraux suivants.

- la présence, à la base de la série, d'une formation de porphyroïdes, l "Ollo de Sapo".
- une lacune partielle ou complète du Cambrien (Cambrien de type Tolède) (F. LOTZE, 1961).
- un Cambro-Ordovicien formé par trois grands ensembles lithologiques : schistes (Cambrien incomplet et Tremadoc) ; quartzites (Arenig) ; schistes (Llandeilo).
  Ces ensembles ont un développement régulier sur une grande superficie et des épaisseurs assez constantes.
- un Silurien lithologiquement très varié (grauwackes, psammites, schistes, grès, quartzites, calcaires).

La litho-stratigraphie générale de la série de Verin est très voisine de celle du Paléozoïque situé plus au Nord et au Nord-Est et bien établie par W. RIEMER (1963, 1966).

Si son étude détaillée peut apparaître comme d'un intérêt local et limité, elle se justifie néanmoins par les données nouvelles qu'elle apporte à divers problèmes fondamentaux tels que :

- la position stratigraphique et l'âge de la série de l' "Ollo de Sapo" ;
- les relations stratigraphiques et structurales entre l'Ordovicien et le Silurien ;
- l'âge de la série de Celanova.

I. LA SERIE DE L' "OLLO DE SAPO"

En Galice, lorsque le Cambrien est incomplet ou absent, le contact entre le Paléozoïque et le socle est souligné par une formation de porphyroïdes d'origine sédimentaire bien connue des géologues locaux qui la nomment

(1) Ville située à une trentaine de kilomètres au Sud-Sud-Est d'Orense

"série de l' "Ollo de Sapo" ou, plus simplement, "Ollo de Sapo" (P. HERNANDEZ SAMPELAYO, 1922 ; I. PARGA-PONDAL 1960, 1962, 1964).

Ces porphyroïdes posent deux problèmes essentiels.

- Leur ressemblance avec des gneiss oeillés d'origine ortho- est souvent telle que la distinction entre les deux devient impossible. Il est alors difficile de situer la limite entre sédiment et socle cristallin. Il en résulte une certaine tendance à considérer n'importe quel gneiss oeillé comme de l' 'Ollo de Sapo'.

- Situées à la limite stratigraphique de deux cycles orogéniques, ces porphyroïdes ont un âge incertain. Elles pourraient être soit précambriennes, soit cambro-ordoviciennes, c'est-à-dire, dans ce cas, le conglomérat de base du Paléozoique.

En nous basant tant sur nos observations de terrain que sur les caractères microscopiques, nous avons essayé de dégager quelques caractères spécifiques et de définir l'âge possible de la série de l' "Ollo de Sapo".

A. Les données de terrain

Dans notre région d'étude, la série de l "Ollo de Sapo" affleure largement :

- de part et d'autre de l'axe anticlinal de la Sierra de Queija où elle forme la bordure nord-est du synclinal de Verin et la bordure sud-ouest du synclinal du Sil ;

- sur la bordure nord-est de l'axe anticlinal de la Sierra Segundera où elle forme le flanc sud-ouest du synclinal de Truchas (fig. 4).

1) La bordure nord-est du synclinal de Verin

Le meilleur affleurement de la série de l' "Ollo de Sapo" se trouve au Nord-Ouest du petit village de Pradoalvar, sur le rio Cerveira, au lieu dit Majada Cerveira (1).

On y observe, de haut en bas (2), la succession suivante .

a)- schistes gris ou noirs cambro-ordoviciens métamorphisés (micaschistes à andalousite).

b)- quartzites roux, finement lités, en bancs centimétriques à décimétriques constituant une barre de 20 à 30 m d'épaisseur. Ces quartzites reposent, en général sans transition, sur ce qui, à première vue, apparaît être un gneiss

---

(1) Carte topographique au 1/50 000, n° 227, "Manzaneda', x = 3° 36' 52" y = 42° 12' 10"

(2) Ce mode inhabituel d'exposé est justifié par le caractère imprécis de la limite inférieure de l' "Ollo de Sapo". Il permet de situer les diverses successions lithologiques par rapport à un même repère stratigraphique, la base des schistes cambro-ordoviciens.

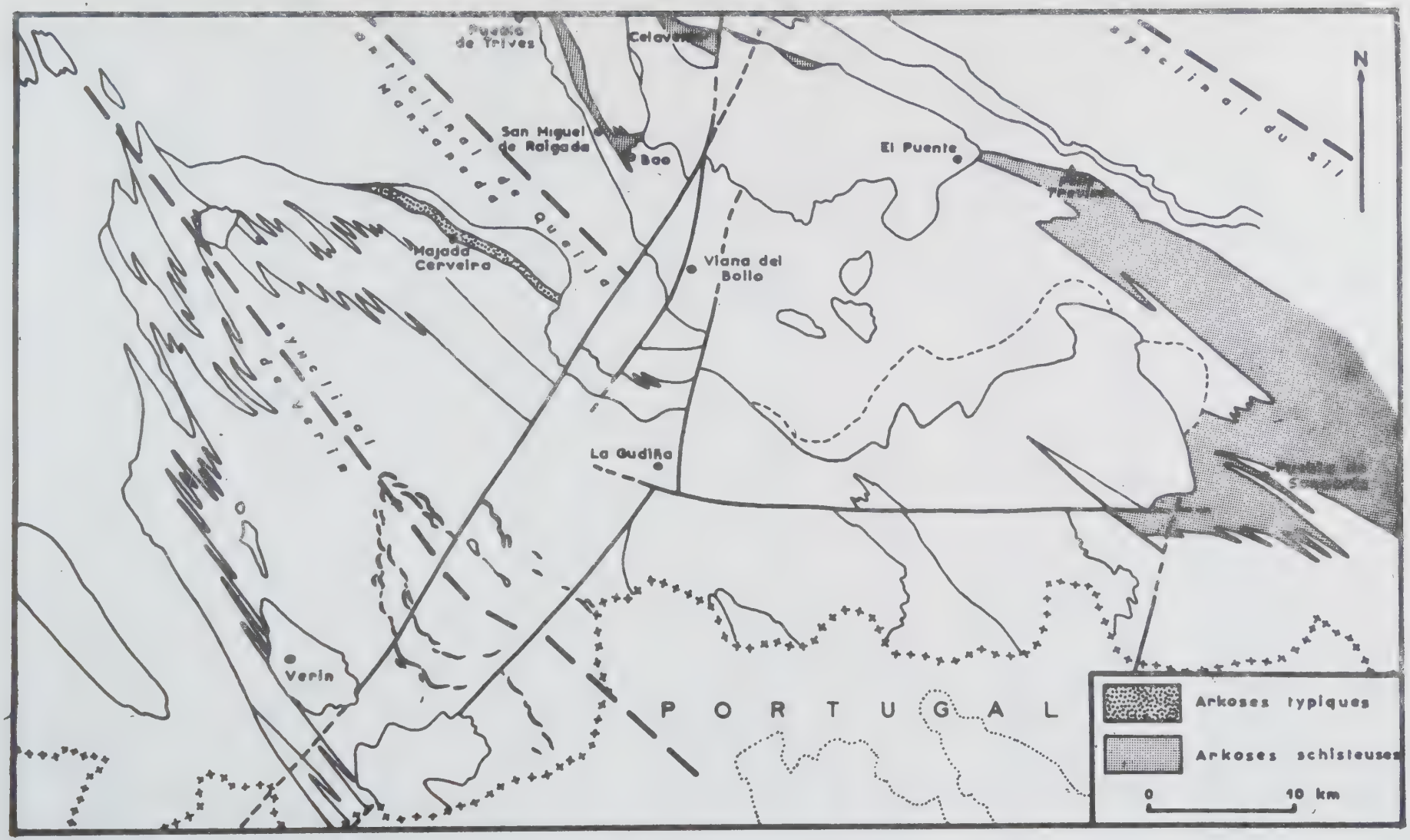


Figure 4. Répartition des principaux faciès lithologiques de la série de l' "Ollo de Sapo"

leucocrate (pl. I, fig. 1, 2, 3). Cependant, il existe parfois une zone de passage individualisée sous la forme d'une alternance de lits quartzitiques et arkosiques. Ceux-ci, d'épaisseur centimétrique, sont constitués par un matériel fin ou grossier, le plus souvent équigranulaire, et présentant souvent des granoclassements (ph. I, fig. 1).

c)- Porphyroïdes hétérogènes. Ce sont des roches de couleur claire ou blanche, à grain moyen ou grossier, à structure gneissique, très pauvres en micas. Leur origine sédimentaire est attestée par des interstratifications de quartzite et de nombreuses figures sédimentaires. Ces porphyroïdes hétérogènes sont formées par des alternances de bancs décimétriques à métriques hétérogranulaires, à grands feldspaths (jusqu'à 6 ou 8 cm de long), d'aspect grossier, et de bancs plus minces, à grain fin, à granulométrie plus régulière (pl. I, fig. 2, 3). Dès quartzites roux, finement lités, formant çà et là des niveaux lenticulaires peu épais (0,4 à 1 m d épaisseur sur quelques m. de long) (pl. II, fig. 4, 5, 6).

Les figures sédimentaires sont :
- des granoclassements très nombreux (pl. I, fig. 2, 3 ; pl. II, fig. 4);
- des stratifications entrecroisées à grande gouttière (pl. III, fig. 7, 8).

Vers la base, les bancs grossiers et les lentilles quartzitiques deviennent plus rares, puis disparaissent. Cette série de porphyroïdes hétérogènes passe insensiblement à une formation homogène sous-jacente. De ce fait, son épaisseur exacte est difficile à estimer (30 à 60 m).

d)- La formation sous-jacente, très homogène, où les grands feldspaths ont une répartition régulière, ne présente plus aucun caractère sédimentaire. C'est un gneiss oeillé, assez pauvre en micas et qui dérive probablement d'un ancien granite porphyroïde.

Deux points particuliers méritent d'être soulignés.

- Le caractère franchement leucocrate de la formation homogène (ancien granite porphyroïde) doit être rapproché de la nature arkosique des porphyroïdes sédimentaires. Les minéraux ferro-magnésiens sont peu abondants dans les deux formations.

- La forme des feldspaths potassiques, très applatie selon (010), est peu courante dans les gneiss oeillés de Galice. Ceux-ci contiennent, en général, des cristaux trapus, globulaires. Cette forme particulière des grands cristaux de feldspaths, identiques dans les arkoses grossières et dans les gneiss oeillés sous-jacents, indique l'étroite parenté existant entre les deux formations.

2) La bordure sud-ouest du synclinal du Sil

Deux coupes, l'une le long du Rio Bibey à l'intersection avec la route nationale n° 120 Ponferrada-Orense (1), l'autre un peu plus au Sud, près

---

(1) Carte topographique au 1/50 000, n° 227, "Manzaneda", x = 3° 32' 25" y = 42° 20' 00"

du barrage de Bao (1) méritent d'être examinées plus en détail. Elles montrent, en effet, les schistes cambro-ordoviciens reposant sur une série de porphyroïdes, toujours d'origine sédimentaire, mais très différentes de celles du synclinal de Verin. Ces porphyroïdes, beaucoup plus riches en phyllites ont un faciés de grauwackes et les gneiss oeillés de la base, riches en micas, renferment des yeux de feldspath de forme globulaire.

(+) - Sur le Rio Bibey, la succession stratigraphique, de haut en bas, est la suivante.

a)- Schistes noirs cambro-ordoviciens.

b)- 3 à 4 m de schistes gréseux fins, de couleur gris à gris vert, à petits yeux de quartz et rares feldspaths.

c)- Série de porphyroïdes de couleur gris vert à vert, riches en micas (séricite et chlorite) et montrant de nombreux yeux de quartz et surtout de feldspath. Un litage très net est déterminé par des alternances décimétriques à centimétriques de niveaux à petits yeux (1 à 2 mm) ou à grands yeux (feldspath de 1 à 3 cm). Les granoclassements sont nombreux. Les faciès fins dominent largement dans les 20 ou 30 premiers mètres. Ils deviennent ensuite plus rares et font place à des faciès grossiers. Ceux-ci nettement plus homogènes, peu ou pas lités, évoquent déjà des gneiss oeillés. Les granoclassements y sont rares mais quelques bancs, soit franchement gréseux, sans yeux, soit, au contraire, riches en yeux de feldspath, peuvent encore y être observés.

Toutes ces porphyroïdes montrent un débit schisteux facilité par la richesse en minéraux phylliteux. En cela, notamment, elles diffèrent nettement des arkoses du synclinal de Verin.

L'épaisseur totale des porphyroïdes se situe, très approximativement, entre 50 et 100 m (compte non tenu des plissements).

d)- Série oeillée intermédiaire. Elle se distingue, d'une part, des porphyroïdes sus-jacentes par l'absence de structures sédimentaires et sa parfaite homogénéité, et, d'autre part, des gneiss oeillés francs par des yeux plus petits et surtout par la présence de feldspaths lenticulaires, étirés.

Cette série correspond probablement à une zone d'arènes peu ou pas affectée par les processus sédimentaires et demeurée sur place. Son épaisseur peut être estimée à une cinquantaine de mètres.

e)- Gneiss oeillés à gros cristaux de feldspath potassique de forme trapue, à muscovite et biotite abondante. Les yeux ont une taille supérieure à ceux des porphyroïdes et sont régulièrement répartis dans une matrice quartzo-feldspathique largement cristallisée, riche en micas.

Les gneiss oeillés, parfaitement homogènes, sont semblables à ceux du massif de Porto et donc très certainement d'origine ortho-. Plus à l'Est, ils sont intrudés par un granite hercynien à deux micas (granite de Manzaneda).

Le contact net entre gneiss oeillé et granite est visible à l'Est du village de Manzaneda.

(++) - A une dizaine de kilomètres au Sud de la coupe précédente, plus précisément à San Miguel de Raigada, le contact entre les schistes cambro

---

(1) Carte topographique au 1/50 000, n° 228, "Viana del Bollo", x = 3° 30' 20" y = 42° 16' 10"

ordoviciens et les porphyroïdes est moins tranché. On y observe la succession suivante :

a)- Schistes noirs ou gris bleu cambro-ordoviciens

b)- Ces schistes se chargent très progressivement d'yeux millimétriques puis centimétriques de quartz et surtout de feldspaths et passent à des porphyroïdes. Ceux-ci présentent donc un débit et une couleur sombre très semblables à ceux des schistes. La matrice micacée (séricite et chlorite, biotite rare ou absente) est très importante.

La taille des yeux de feldspath augmente peu à peu vers la base de la série pour atteindre 2 à 4 cm. Parallèlement, la cristallinité de la matrice augmente et la biotite, en grandes lames, devient reconnaissable à l' oeil nu. Les porphyroïdes présentent alors un faciès de gneiss oeillé.

Des figures de sédimentation ainsi que les bancs de quartzites sont encore visibles, mais la série est dans l'ensemble très homogène.

Tant que le degré métamorphique est faible et que l aspect général de la matrice s'apparente à celui d'un schiste, l'origine sédimentaire paraît plausible. Mais dès que la biotite est abondante, bien cristallisée, tous les doutes sont permis. Ainsi, à 3 km au Sud-Est de San Miguel de Raigada, le barrage de Bao est ancré dans une série oeillée (1), homogène, bien cristallisée, au sein de laquelle la répartition des yeux, généralement de grande taille, est uniforme. Tout porterait donc à penser que l'on est en présence d'un gneiss d'origine ortho-. Mais, au pied même du barrage, plusieurs bancs, décimétriques à métriques, de grès fins, légèrement feldspathiques s'observent, bien interstratifiés dans cette série oeillée. De nombreux granoclassements sont visibles tant à l'intérieur qu'aux épontes de ces bancs gréseux.

Cette série oeillée a donc en fait, malgré son homogénéité, une origine sédimentaire.

c)- La limite entre porphyroïdes d'origine sédimentaire et le socle cristallin est soulignée ici par un hiatus dans le développement du métamorphisme.

Dans les porphyroïdes sédimentaires, la cristallisation de la biotite est larvée, incomplète. Mais à quelques mètres ou quelques dizaines de mètres au-dessous, les gneiss oeillés sont atteints par une migmatisation hétérogène (filonnets leucogranitiques concordants dans la schistosité). Cette variation rapide de l'intensité du métamorphisme peut être due, soit à un phénomène tectonique (faille amenant en contact deux niveaux métamorphiques différents), soit à une discordance stratigraphique (schistes et porphyroïdes transgressifs sur un socle migmatisé).

3) Bordure sud-ouest du synclinal de Truchas

Dans cette région, le Paléozoïque repose, toujours par l'intermédiaire de la série porphyroïde de l "Ollo de Sapo", sur le massif des gneiss oeillés de Porto. Tout l'intérêt de cette région réside dans le fait qu'elle montre le passage des porphyroïdes à des gneiss dont l'origine ortho- est bien établie (cf. 2ème partie, chapitre 2). Ce passage, en grande partie oblitéré par

(1) Celle-ci peut s'observer facilement le long de la route qui mène au pied du barrage.

l'intrusion du massif granitique de la Vega, est bien visible à l'Est de El Puente entre ce village et Peña Trevinca (2 124 m) (1).

La succession des faciès s'établit ainsi :

a)- Schistes noirs cambro-ordoviciens. A leur base, ils renferment souvent des petits lits (1 cm à 1 dm) gréseux ou grauwackeux, fins ou grossiers. Exceptionnellement, on observe un horizon marqué par l'alignement de quelques gros feldspaths (1 à 2 cm) isolés dans des schistes très homogènes.

b)- Porphyroïdes très micacées, de couleur gris vert à vert foncé, à yeux de quartz et de feldspath de taille variable (1 mm à 1 cm). Le quartz est souvent coloré en bleu fumé ou bleu violacé. Ces yeux sont inclus dans une matrice à grain fin, très riche en séricite et chlorite.

Un litage assez régulier est déterminé par l'alternance de bancs (1 cm à plusieurs m) à grain fin, souvent plus gréseux, et à grain grossier, riche en yeux de feldspath de grande taille. Les granoclassements sont fréquents.

Cet ensemble est comparable aux porphyroïdes du Rio Bibey. Mais un caractère original est dû ici à la présence d'intercalations de schistes cambro-ordoviciens. Ces schistes forment, soit des petits lits plus ou moins continus de plusieurs centimètres d'épaisseur, soit des minces lentilles. Cette étroite association schistes-porphyroïdes - tant dans la série des porphyroïdes que dans les schistes cambro-ordoviciens - témoigne de la contemporanéité du dépôt des deux faciès. Elle résulte certainement de variations périodiques dans la nature des apports.

Au fur et à mesure qu'on s'éloigne des schistes, les porphyroïdes deviennent plus homogènes. La différenciation en bancs fins et grossiers s'estompe ; les niveaux gréseux deviennent plus rares tandis que la taille moyenne des yeux de feldspath augmente. Néanmoins, on trouve encore des horizons schisteux ou des bancs au sein desquels les yeux de feldspath sont beaucoup plus nombreux.

L'épaisseur de la série des porphyroïdes, difficile à estimer, semble très variable. Entre El Puente et Peña Trevinca, elle atteint plusieurs centaines de mètres.

Plus au Sud-Est, dans les hautes vallées du Rio Tera et du Rio Trefacio (carte au 1/50 000 de La Baña), elle semble deux à quatre fois plus importante.

Toutefois, dans ces régions, les replissements sont tellement nombreux que l'épaisseur réelle est très difficile à mesurer.

c)- Le passage des porphyroïdes aux orthogneiss est insensible. La limite exacte entre les deux formations est donc très difficile à placer. La seule indication objective est donnée par la position de la dernière structure sédimentaire observable : granoclassement, banc à feldspaths plus abondants ou peut-être banc de quartzite.

---

(1) El Puente : carte topographique au 1/50 000, n° 228, "Viana del Bollo"
x = 3° 12' 10" , y = 42° 15' 00"
Peña Trevinca : carte topographique au 1/50 000, n° 229, "La Baña"
x = 3° 06' 30" , y = 42° 14' 30"

c) Conclusions

Cette étude sommaire permet de dégager un certain nombre de caractères spécifiques de la série de l' "Ollo de Sapo" telle qu'elle se présente dans la province d'Orense.

a)- Existence de deux types de porphyroïdes. Malgré la grande variété de leurs faciès, les porphyroïdes d'origine sédimentaire peuvent être classées en deux grands types caractérisés :

- l'un, par une faible teneur en minéraux phylliteux, une teinte claire et une structure assez massive.
  Ex : les arkoses de la bordure nord-est du synclinal de Verin ;

- l'autre, par une teneur en minéraux phylliteux toujours élevée, une teinte foncée (gris à vert) et un débit schisteux.
  Ex : les porphyroïdes de la bordure des synclinaux du Sil et de Truchas.

Selon le grain de la roche, la taille et l'abondance des yeux, le degré de recristallisation, les faciès de l' "Ollo de Sapo" apparaissent parfois très différents les uns des autres. Mais il est toujours possible de les rattacher à l'un des deux types définis ci-dessus (1).

b)- La série des porphyroïdes repose toujours sur un matériel gneissique, l'origine ortho- de celui-ci étant prouvée dans certains cas (massif de Porto).

De nombreux aspects sont communs à ces deux formations (morphologie des yeux de quartz et surtout de feldspath, couleur du quartz, abondance des micas). Le passage de l'une à l'autre est toujours insensible et la limite entre les deux, difficile à situer. Selon F. J. PETITJOHN (1957), ce sont là des caractères spécifiques d'arkoses.

c)- Dans la série des porphyroïdes, on reconnaît souvent deux parties.

- L'une, supérieure, se caractérise par une stratification bien marquée, des niveaux typiquement sédimentaires (quartzites, schistes), des figures de sédimentation (stratification oblique, granoclassement), des yeux de feldspath plus petits, en moyenne, et un grain souvent fin.

- L'autre, inférieure, est nettement plus homogène, plus massive. Ses caractères généraux sont proches de ceux des orthogneiss sous-jacents - notamment, les yeux de feldspath ont des tailles à peu près semblables - Son origine sédimentaire est cependant encore attestée par la présence de quelques rares intercalations gréseuses.

Ces deux parties correspondent à des conditions de sédimentation des arènes granitiques assez différentes. Dans l'une, le transport, le classement ont joué un rôle important. Dans l'autre, il n'y a eu que de légers remaniements et un transport réduit ou nul, c'est-à-dire un dépôt pratiquement in situ.

La puissance totale de ces deux parties, difficile à estimer, varie de 50 à 500 m. Elle est faible à l'Ouest (bordure nord-est du synclinal de Verin) beaucoup plus forte à l'Est (bordure des synclinaux du Sil et de Truchas).

---

(1) Les caractères pétrographiques de ces deux types sont exposés plus en détail page 21.

	709	710	711	712	713	715	716	717	637	535B	535A
QUARTZ	42.21	41.52	25.39	29.22	37.31	31.38	35.38	43.36	16.63	36.45	49.59
FELDSPATH POTASSIQUE	2.98	5.02	4.65	5.77	0.03	3.89	1.48	3.48	6.16	46.57	32.41
PLAGIOCLASE	1.23	2.28	9.44	10.36	12.32	17.32	8.27	11.67	22.36	1.25	1.55
MUSCOVITE	47.03	44.44	33.52	29.63	33.26	16.73	41.16	13.45	36.63	15.63	15.16
CHLORITE	0	0.22	23.72	22.40	13.15	24.33	4.39	22.40	17.20	0	0
BIOTITE	6.01	5.20	0.63	1.31	2.54	4.28	6.24	2.50	0.10	0.08	1.18
MINERAI OPAQUE	0.51	1.27	2.62	1.27	1.51	1.96	3.05	3.11	0.86	0	0.08
TOTAL	99.97	99.95	99.97	99.96	99.73	99.89	99.97	99.97	99.94	99.98	99.97

Figure 5. Composition modale des arkoses de l' "Ollo de Sapo"
- 535 A et 535 B : Arkoses typiques de la bordure nord est du synclinal de Verin (Majada Cerveira)
- 637, 709 à 717 : Arkoses schisteuses

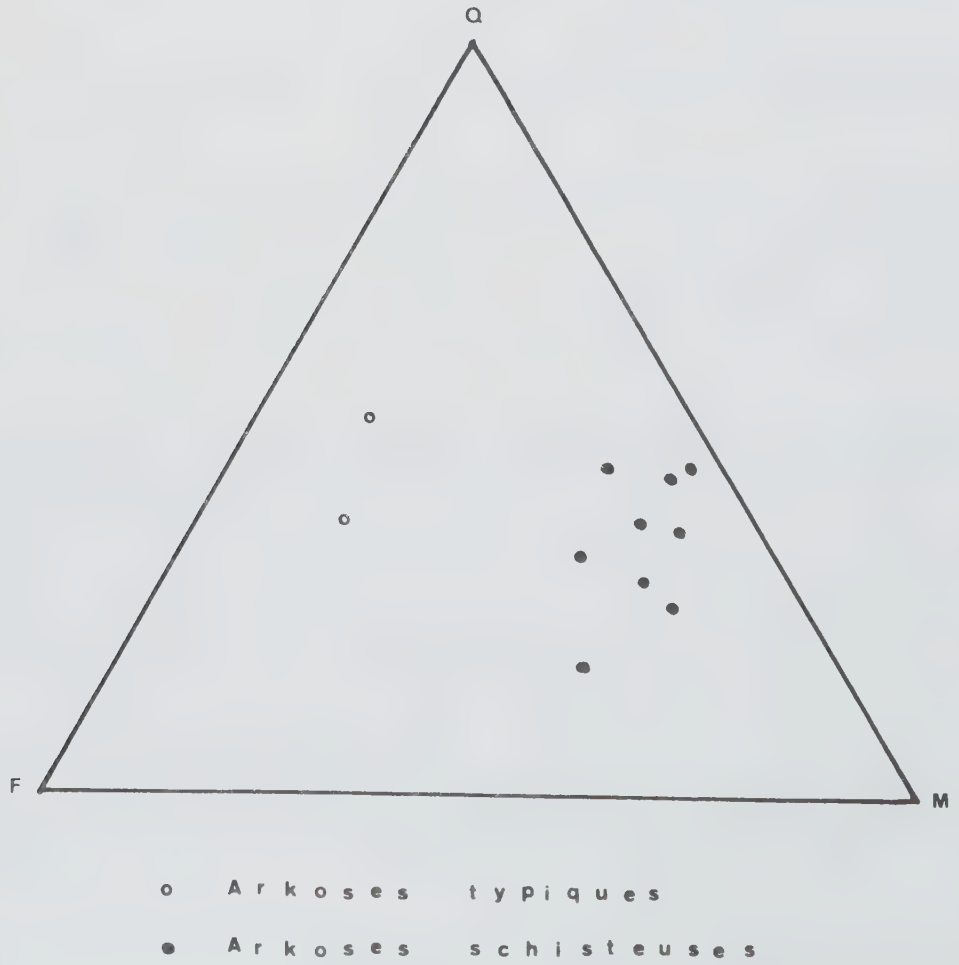


Figure 6. Diagramme triangulaire de composition des arkoses de l' "Ollo de Sapo"
Q = quartz ; F = feldspath potassique + plagioclase
M = séricite + chlorite + biotite

d)- Le passage des porphyroïdes aux schistes cambro-ordoviciens se fait de deux manières différentes.

- Selon l'une, la limite porphyroïdes-schistes est nette, tranchée et soulignée par une barre de quartzites en petits bancs. Les porphyroïdes sont alors typiquement des arkoses et ne contiennent ni intercalations schisteuses, ni faciès plus schisteux. Les seuls niveaux sédimentaires sont des lentilles ou des petits bancs de quartzites.
  Ex : bordure nord-est du synclinal de Verin.

- Selon l'autre, le passage est progressif et il n'y a pas de niveaux quartzitiques séparant les deux formations.
  L'association porphyroïdes-schistes est très étroite : schistes se chargeant progressivement en yeux de quartz et de feldspath ; horizons feldspathiques ou gréseux grossiers dans les schistes ; lentilles ou lits schisteux au sein même des porphyroïdes. En règle générale, les porphyroïdes sont toujours très riches en minéraux phylliteux.
  Ex : bordure des synclinaux du Sil et de Truchas.

e)- Parallèlement à ces deux types de relation entre schistes et porphyroïdes, on constate que les caractères sédimentologiques des porphyroïdes sont aussi nettement différents.

- Dans le synclinal de Verin, les stratifications entrecroisées, avec généralement des gouttières de grande dimension - supérieures à 1 m - sont fréquentes. Les granoclassements sont particulièrement nombreux. Les niveaux gréseux ou quartzitiques sont abondants et le gisement lenticulaire de certains d'entre eux évoque le remplissage d'anciens chenaux.
  Tous ces caractères témoignent de conditions de dépôt peu profond, de type côtier ou deltaïque.

- Dans les autres régions, la sédimentation semble avoir été plus calme. Les stratifications entrecroisées sont absentes tandis que les quartzites sont rares. Schistes et porphyroïdes sont étroitement associés et constituent des accumulations de puissance variable, parfois importante.

B. Etude pétrographique

1) Les deux types de porphyroïdes sédimentaires

L'étude de la composition minéralogique quantitative, par analyse modale, des porphyroïdes confirme l'individualité des deux types reconnus sur le terrain (fig. 5, 6)

a)- Dans le premier type, les micas ne représentent que 16 à 18 % du volume des minéraux. Le quartz et les feldspaths, en quantité sensiblement égale, constituent le reste de la roche.

Si on se réfère aux principales classifications des roches gréseuses (P. D. KRYNINE, 1948 ; F. J. PETITJOHN, 1957 ; R. L. FOLK, 1954) cette composition est celle d'une arkose.

b)- Le second type est caractérisé par une teneur en minéraux phylliteux très élevée, rarement inférieure à 50 %.

Les feldspaths, paradoxalement, ne constituent que 10 à 15 %, exceptionnellement 38 % de la roche. Le quartz a une importance très variable, de 25 à 43 %.

Tous les points représentatifs tombent dans le domaine des grauwackes, dans les classifications précédemment citées. Ceci pose évidemment un problème car ces porphyroïdes n'ont ni les caractères (composition minéralogique, structure, cortège de roches vertes ou siliceuses), ni la signification géologique de grauwackes.

I. PARGA-PONDAL et coll. (1964) avaient proposé le terme d' arkose schisteuse pour ces porphyroïdes riches en phyllites. Ce terme, appliqué à des roches parfois très pauvres en feldspath, peut surprendre à première vue, mais nous paraît bien rendre compte de la composition, de l'affinité et de l'origine de ces roches.

c)- L'existence de deux types de porphyroïdes aussi nettement différenciés (arkose et arkose schisteuse) peut s'expliquer de différentes manières.

- Etant donné leur origine (arènes granitiques transportées sur une courte distance) les porphyroïdes doivent refléter plus ou moins fidèlement les caractères de la roche-mère, donc ici du substratum orthogneissique. Précisément, les arkoses typiques (synclinal de Verin) reposent sur un orthogneiss leucocrate, pauvre en micas, tandis que les arkoses schisteuses se trouvent sur un socle de gneiss plus sombres, riches en biotite et muscovite.

Toutefois, dans le cas des arkoses schisteuses, la nature du substratum ne suffit pas à expliquer l'importance de la fraction phylliteuse (plus de 50 % de la roche). Celle-ci implique un enrichissement de l'arène granitique ou encore une concentration lors de la sédimentation selon des mécanismes difficiles à imaginer, compte tenu de l'ampleur et de l'importance des porphyroïdes.

- Une autre explication, plus vraisemblable, se trouve dans l'étroite association des schistes et des arkoses schisteuses constatée sur le terrain. Etant donné la contemporanéité des deux formations, il est vraisemblable qu'il y a eu contamination des apports arkosiques par le matériel phylliteux des schistes et dépôt d'un sédiment plus ou moins homogène ("schistes arkosiques" ou "arkoses schisteuses").

Cette hypothèse s'accorde bien avec les observations de terrain -schistes se chargeant peu à peu en éléments feldspathiques grossiers - et explique la grande variété des arkoses schisteuses plus ou moins riches en matériel d'origine granitique.

- Toutefois, il reste à expliquer le bon état de conservation des phénocristaux de feldspath. En effet, ceux-ci se retrouvent pratiquement intacts dans les sédiments, avec, notamment, leurs formes cristallographiques originelles. Ceci suppose, outre un processus d'altération et de désagrégation de la roche-mère épargnant la fraction feldspathique, un mode de transport et de sédimentation sans usure, ni bris des cristaux.

2) Etude microscopique

Etant donné la diversité des faciès et l'importance variable des

recristallisations d'origine métamorphique, une description complète des porphyroïdes serait extrêmement fastidieuse. Aussi avons-nous restreint notre étude à quelques uns des types les plus caractéristiques.

a)- Les arkoses typiques (bordure nord-est du synclinal de Verin)

Elles sont toutes atteintes par un métamorphisme mésozonal qui a donc partiellement modifié leur composition originelle.

La composition minéralogique des faciès fins et grossiers est identique et s'établit ainsi :

- quartz
- orthose-microcline perthitique
- plagioclase An 15-17
- myrméckite
- biotite
- muscovite
- apatite, zircon, rutile
- tourmaline
- grenat
- sillimanite

La structure sédimentaire originelle, avec matrice et fraction grossière, est encore bien reconnaissable malgré les recristallisations (pl. IV , fig. 9).

- La matrice, relativement peu importante dans ces arkoses typiques, est constituée par une mosaïque de quartz et de microcline en petites plages xénomorphes. Elle est traversée par des alignements discontinus de micas (muscovite, biotite brun acajou).

Elle contient, en outre, des minéraux d'origines diverses, soit détritiques (apatite, zircon, rutile), soit métamorphiques (tourmaline, grenat, sillimanite).

- La fraction grossière est formée par des grains de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase dont la taille est toujours supérieure à 1 mm.

Le quartz a été déformé et étiré en plages allongées, lenticulaires, à extinction fortement roulante. La forme primitive des grains, bien que difficilement reconnaissable, semble bien avoir été anguleuse.

Le microcline, très abondant, est en cristaux, soit xénomorphes, anguleux et généralement petits (inférieurs à 1 cm), soit, au contraire, automorphes et de grande taille, notamment dans les faciès grossiers. Il montre un important réseau de perthites et un quadrillage caractéristique.

Ce quadrillage n'a pas un développement uniforme au sein d'un même cristal. Certaines plages sont mixtes, quadrillées et perthitiques en certains points, optiquement homogènes ou seulement perthitiques ailleurs. Elles montrent conjointement une extinction roulante bien marquée.

L'étude des caractères optiques (angle 2 V) des deux parties révèle des différences très nettes :

- le feldspath quadrillé a une valeur 2 V assez constante et élevée (- 78° à - 81°)
- le feldspath non maclé, perthitique ou non, a un angle 2 V beaucoup plus petit, compris entre - 46° et - 60°

Etant donné les traces de déformations et de métamorphisme visibles

dans ces arkoses, on peut penser que le développement du microcline est un phénomène résultant d'une inversion orthose-microcline (1). Le feldspath potassique initial des arkoses et des orthogneiss aurait donc été uniquement de l'orthose. Ceci paraît d'ailleurs bien confirmé par les faciès des grands cristaux, fortement applatis selon le plan (010).

Le plagioclase (An 15-17), en cristaux automorphes à subautomorphes, montre un léger zonage inverse. Il présente également des marques de déformation (extinction roulante et plans de macle tordus) et une légère séricitisation diffuse.

b)- Les arkoses schisteuses supérieures

Comme nous l'avons vu précédemment, les arkoses schisteuses se différencient souvent en deux parties, l'une supérieure, bien litée, à caractères sédimentaires évidents, l'autre inférieure, plus massive, à faciès proche de celui des orthogneiss. Les arkoses schisteuses supérieures ont des faciès variables et des compositions minéralogiques légèrement différentes selon le degré du métamorphisme. Mais elles gardent toutes une même structure assez caractéristique.

(+) - Structure microscopique (pl. IV, fig. 10, 11, 12)

o - La matrice

Constituée par de fines alternances de lits gréseux et micacés, elle forme un feutrage irrégulier qui renferme et moule les grains de la fraction grossière.

La séricite est généralement le mica le plus abondant et se trouve parfois concentrée dans des lits importants. Les cristaux sont régulièrement orientés et disposés dans le plan de la schistosité.

La chlorite a une importance très variable d'un niveau à l'autre. Elle peut être plus abondante que la séricite ou presque complètement absente. Ses origines sont diverses. Parfois secondaire, elle provient alors de la recristallisation de biotite détritique (chlorite en grands cristaux tordus et riches en inclusions opaques) ou d'anciens minéraux ferromagnésiens indéterminables (chlorite en amas). Le plus souvent, cependant, elle est néoformée, en cristaux isolés ou groupés, concordants et étroitement associés avec la séricite.

La biotite existe toujours, au moins en petite quantité. Très fraîche elle est ici d'origine métamorphique.

Les proportions relatives de biotite et de chlorite varient beaucoup en fonction du degré de métamorphisme.

La matrice renferme également des minéraux très variés, d'origine détritique (apatite, zircon), ou métamorphique (épidote, biotite verte, damourite)

o - La fraction grossière

Contrairement à ce que l'on observe dans les arkoses typiques, la fraction grossière des arkoses schisteuses ne représente qu'un faible pourcentage (10 à 30 %) du volume de la roche. L'importance relative des minéraux est également différente. Le feldspath potassique, en particulier, ne représente que 5 à 6 % de la roche, bien qu'une erreur non négligeable puisse être commise dans les faciès grossiers où les grands cristaux ne sont pas comptés. Le plagioclase, par contre, est nettement plus important (jusqu'à 20 % de la roche).

---

(1) Un phénomène identique s'observe dans les volcanites siluriennes (sanidine transformée en microcline)

Le quartz forme des cristaux millimétriques, plus ou moins anguleux, souvent déformés et étirés en amandes ou en écharpes. Les phénocristaux de quartz "rhyolitiques" (subautomorphes et corrodés), relativement rares dans la région étudiée, ne se trouvent en abondance qu'à l'Est (bordure du synclinal de Truchas et région de Puebla de Sanabria). Leur présence semble essentiellement liée à la nature de la roche-mère (microgranite à phénocristaux de quartz bleu). Ces yeux de quartz monocristallins tendent à recristalliser en amas ou en lits polycristallins et à disparaître lorsque le degré du métamorphisme devient mésozonal.

Le microcline forme des cristaux, soit xénomorphes, très arrondis, ovoïdes, de petite taille (quelques mm), soit subautomorphes et de grande taille (supérieure à 1 cm). Il est souvent fortement altéré dans les niveaux épizonaux (albitisation, séricitisation). Mais dans la mésozone, il est limpide et présente le quadrillage caractéristique.

Le plagioclase est toujours en cristaux très arrondis, généralement petits, (inférieurs à quelques mm). Dans les niveaux épizonaux il est damouritisé ou saussuritisé (épidote, chlorite et surtout calcite). Ces différents types d'altération traduisent probablement des compositions originelles différentes (teneur en anorthite plus ou moins élevée). Les plagioclases plus calciques semblent, de plus, concentrés dans certains niveaux ou dans certains bancs. Cette concentration pourrait être le résultat d'arrivées sporadiques, lors du dépôt de ces arkoses schisteuses, de matériaux d'origines légèrement différentes (arènes de granite et de granodiorite, par exemple)

La structure microscopique des arkoses schisteuses supérieures apparaît donc caractérisée par les traits suivants :

- matrice à grain très fin, presque toujours finement litée, riche en phyllites ;
- fraction détritique grossière peu importante, à feldspaths arrondis, de forme usée.

Mais il faut noter que ces caractères généraux sont souvent modifiés ou même masqués par des phénomènes secondaires d'origine tectonique (quartz étiré, feldspath tordu ou cassé, litage sédimentaire plissé) ou métamorphique (altération des feldspaths, néocristallisations diverses).

(++) - Différents types

o - Arkoses schisteuses du Rio Bibey

Dans ce type, malgré de très nombreuses variations de grain, les arkoses schisteuses ont une composition minéralogique qualitative très constante.

Matrice	Fraction Grossière
- quartz	- quartz
- séricite	- microcline albitisé
- chlorite	- plagioclase An 5-7
- biotite rare	
- apatite, zircon, rutile, minerai opaque	

La matrice, toujours très importante, est riche en micas. La quantité de chlorite varie beaucoup d'un banc à l'autre. La biotite, peu abondante, est toujours fraîche et néoformée.

Les yeux de quartz sont assez rares et se rencontrent plutôt dans les faciès grossiers (pl. IV, fig. 10 , 11).

Les feldspaths sont ici très altérés : microcline albitisé, à structure en damier, et plagioclase partiellement pseudomorphosé en calcite.

o - Arkoses schisteuses de San Miguel de Raigada

Leur composition minéralogique est très voisine de celle du type précédent.

Matrice	Fraction Grossière
- quartz	- quartz
- séricite	- microcline
- chlorite rare	- plagioclase An 5-7
- biotite	
- apatite, zircon, minerai opaque	

Dans ce type, la structure microscopique a été assez profondément modifiée par les déformations ou le métamorphisme. Toutefois, matrice et fraction grossière sont encore facilement reconnaissables.

La biotite constitue, avec la séricite, l'essentiel des micas. Elle se présente en petits cristaux souvent mal individualisés, mal orientés ou discordants. La chlorite, peu abondante, disparaît au profit de la biotite.

Les yeux de quartz ont été fortement étirés et recristallisés. Certains, moins touchés, apparaissent subautomorphes et montrent encore des golfes de corrosion (quartz rhyolitiques) (pl. IV, fig. 12).

Les cristaux de feldspath sont remarquablement arrondis. Le microcline est albitisé (tache d'albite et petits cristaux de quartz) et le plagioclase damouritisé.

o - Arkoses schisteuses de Celavente (1)

Appartenant à la bordure sud-ouest du synclinal du Sil, elles se signalent par un degré métamorphique mésozonal.

Leur composition minéralogique est la suivante :

Matrice	Fraction Grossière
- quartz	- quartz
- muscovite	- microcline
- biotite	- plagioclase An 15-16
- apatite, zircon, minerai opaque	

Le contraste entre matrice à grain très fin et fraction grossière est ici atténué par la recristallisation métamorphique. La matrice apparaît ici formée de micas largement cristallisés (muscovite et biotite), régulièrement orientés dans le plan de la schistosité, sur un fond quartzeux plus ou moins bien lité.

Les yeux de quartz ont recristallisé en lentilles polycristallines qui se confondent avec la matrice. Les feldspaths sont peu altérés. Le microcline, à peu près limpide, bien quadrillé, montre de nombreuses petites inclusions de

(1) Carte topographique au 1/50 000, n° 228, "Viana del Bollo", x = 3° 24' 25" y = 42° 18' 45"

quartz. Le plagioclase est ici encore souvent séricitisé.

o - Arkoses schisteuses de El Puente-Peña Trevinca

Dans cette région les arkoses schisteuses se signalent par l'importance de la fraction grossière, qui forme parfois jusqu'à 50 % de la roche, et par l'abondance de la zoïzite.

Leur composition minéralogique est la suivante :

Matrice	Fraction Grossière
- quartz	- quartz
- séricite	- microcline
- chlorite	- plagioclase An 0-5
- biotite	
- zoïzite	
- apatite, zircon, rutile, sphène minerai opaque	

La matrice, relativement réduite, est formée essentiellement de micas (séricite et chlorite) constituant des lits épais. La biotite, développée aux dépens de la chlorite, forme des amas ou des petits lits

Les yeux de quartz sont des cristaux subautomorphes et corrodés, typiquement rhyolitiques. Les feldspaths, remarquables par leur forme très arrondie, sont légèrement damouritisés.

3) Les arkoses schisteuses inférieures

Leurs caractères macro- et microscopiques sont souvent si proches de ceux des gneiss oeillés d'origine ortho- que leur identification devient aléatoire et sujette à caution. Le type décrit - arkoses schisteuses du barrage de Bao - est authentifié par ses niveaux gréseux et ses granoclassements.

Leur composition minéralogique est la suivante :

Matrice	Fraction Grossière
- quartz	- quartz
- muscovite	- microcline
- biotite	- plagioclase An 15-18
- plagioclase An 15-18	
- microcline	
- apatite, zircon, minerai opaque	

Le contraste entre fraction grossière et matrice est peu prononcé par suite de la forte cristallinité de cette dernière. La structure générale de la roche évoque celle d'un gneiss oeillé banal.

Toutefois, dans certains niveaux, la matrice a des aspects qui évoquent bien les faciès lités de la zone supérieure (lits et traînées quartzeuses ou quartzomicacées à grain très fin dans un contexte largement granoblastique). Mais le plus souvent, on observe un fond quartzo-feldspathique bien cristallisé parcouru par des lits micacés (biotite et muscovite) qui moulent les gros cristaux.

Les yeux de quartz sont assez rares, toujours étirés en amandes et plus ou moins recristallisés.

Le microcline se présente sous deux aspects : en grandes plages dentelées (0,5 à 5 cm), plus ou moins transparentes, riches en petits cristaux de quartz, avec un quadrillage peu net (cristaux d'origine détritique) ou en petits cristaux xénomorphes, limpides, bien quadrillés, disséminés dans la matrice (cristaux d'origine métamorphique).

Le plagioclase (oligoclase An 15-18) forme également deux types de cristaux. Les uns, subautomorphes, de grande taille (0,3 à 1 cm), d'aspect trouble, riches en inclusions diverses (séricite, chlorite, quartz), correspondent aux anciens feldspaths détritiques. Les autres, plus petits, xénomorphes et limpides, sont néoformés et d'origine métamorphique.

C. Caractères généraux de la série de l' "Ollo de Sapo"

Dans la région étudiée, la série de l' "Ollo de Sapo" présente un ensemble de caractères spécifiques originaux et montre une évolution régionale traduisant une polarité paléogéographique.

1) Deux faciès lithologiques principaux

a)- Les arkoses typiques (bordure nord-est du synclinal de Verin)

Ce sont des roches à structure oeillée, fine ou grossière, de couleur claire, toujours très pauvres en micas. Elles présentent des stratifications obliques, des granoclassements et des interstratifications gréseuses.

b)- Les arkoses schisteuses (bordure sud-ouest des synclinaux du Sil et de Truchas)

Elles ont une structure oeillée, très fine, moyenne ou grossière. De couleur toujours foncée (gris ou vert) elles se singularisent par une teneur en phyllites élevée.

Elles admettent des niveaux schisteux ou, plus rarement, gréseux. Les figures de sédimentation, moins fréquentes que dans les arkoses typiques, sont uniquement des granoclassements.

2) A l'intérieur de la série des porphyroïdes deux parties peuvent souvent être distinguées.

a)- La partie supérieure est toujours bien litée et montre de nombreuses figures de sédimentation. Les yeux de quartz et surtout de feldspath sont en moyenne plus petits que dans la partie inférieure. Toutefois, il est fréquent de rencontrer des bancs grossiers à grand feldspath.

Cette partie supérieure se signale par la présence de bancs gréseux (dans les arkoses typiques) ou schisteux (dans les arkoses schisteuses).

b)- La partie inférieure est peu ou pas litée, à caractères sédimentaires peu évidents (rares bancs de grès ou de quartzite), à yeux feldspathiques généralement de grande taille et répartis de manière uniforme.

3) Rapports avec la série paléozoïque et le socle

a)- Avec la série paléozoïque

Sur la bordure sud-ouest du synclinal de Truchas et dans la région de Puebla de Sanabria, les porphyroïdes sont étroitement associées aux schistes cambro-ordoviciens. Cette association se traduit par une imbrication des deux faciès (lits schisteux dans les porphyroïdes et lits arkosiques dans les schistes (1)) et surtout par une forte teneur en phyllites des porphyroïdes (arkoses schisteuses)

Mais, plus à l'Ouest, sur la bordure orientale du synclinal de Verin, porphyroïdes et schistes paléozoïques deviennent nettement individualisés et sont séparés par un important niveau de quartzites. Les porphyroïdes sont des arkoses typiques, très pauvres en phyllites cependant que les épisodes sédimentaires interstratifiés sont essentiellement gréseux.

b)- Avec le socle

Le passage entre la série de l' "Ollo de Sapo" et le socle se fait toujours de façon insensible. Le faciès microscopique des porphyroïdes de la partie inférieure se rapproche de celui des orthogneiss avec lequel il finit par se confondre le plus souvent. La limite est imprécise et difficile à définir : elle se placerait entre le dernier critère sédimentaire typique (bancs de quartzite ou de schistes, figure de classement) et le premier caractère ortho- des gneiss oeillés (filon ou enclave basique, enclave microgrenue) (cf. 2ème partie, chapitre 2 : les gneiss oeillés précambriens).

Celui-ci est le plus difficile à trouver. Le plus souvent, le seul indice de la nature ortho- des gneiss oeillés réside dans l'abondance des yeux de feldspath potassique et l'uniformité de leur répartition à l'échelle du massif. C'est là un critère peu sûr et qui doit être utilisé avec prudence.

4) Caractères spécifiquement sédimentaires

Les caractères spécifiquement sédimentaires, visibles au microscope, sont rares et souvent oblitéréspar le métamorphisme et la tectonique.

Toutefois, certains d'entre eux ont persisté et restent reconnaissables. Ainsi, dans les arkoses typiques, la forme anguleuse des grains de quartz et parfois des feldspaths de la fraction grossière reste reconnaissable. Dans les arkoses schisteuses, lorsque le degré métamorphique n'atteint pas la mésozone, la structure générale de la roche, avec ses yeux de feldspaths arrondis, moulés, par une matrice quartzophylliteuse très fine, est caractéristique.

5) Répartition des divers faciès

L'étude de la répartition des arkoses et des arkoses schisteuses dans la région étudiée permet de mettre en évidence deux domaines bien distincts.

a)- Les arkoses typiques sont toutes localisées à l'Ouest, sur la bordure orientale du synclinal de Verin. Elles présentent des caractères sédimentologiques et lithologiques qui les distinguent nettement des arkoses schisteuses (fig. 7).

- grains de quartz anguleux,
- faciès en moyenne plus grossier,

---

(1) A ne pas confondre avec des redoublements de série d'origine tectonique

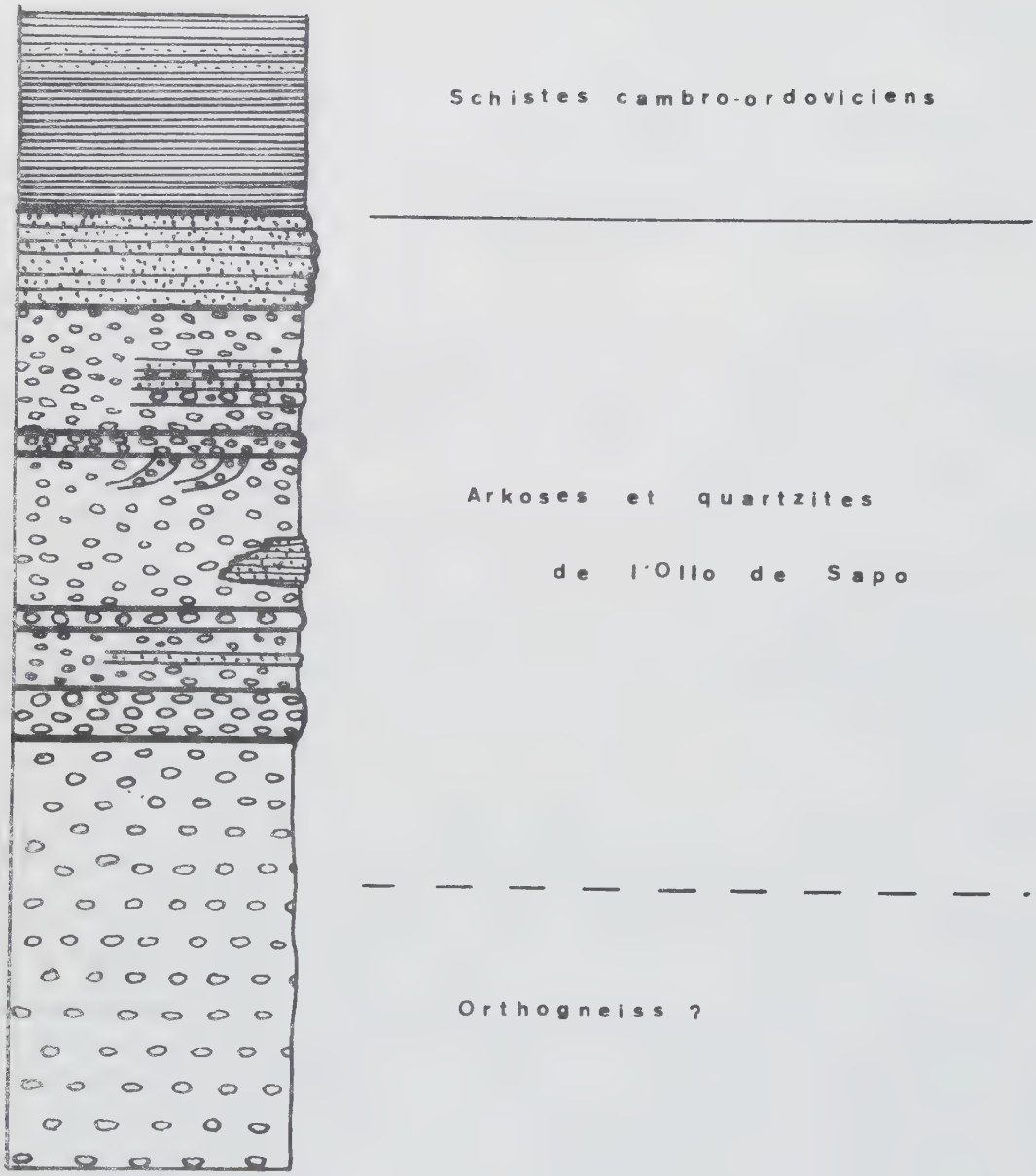


Figure 7. Colonne lithostratigraphique schématique de la série de l' "Ollo de Sapo" sur la bordure nord-est du synclinal de Verin (Majada Cerveira).

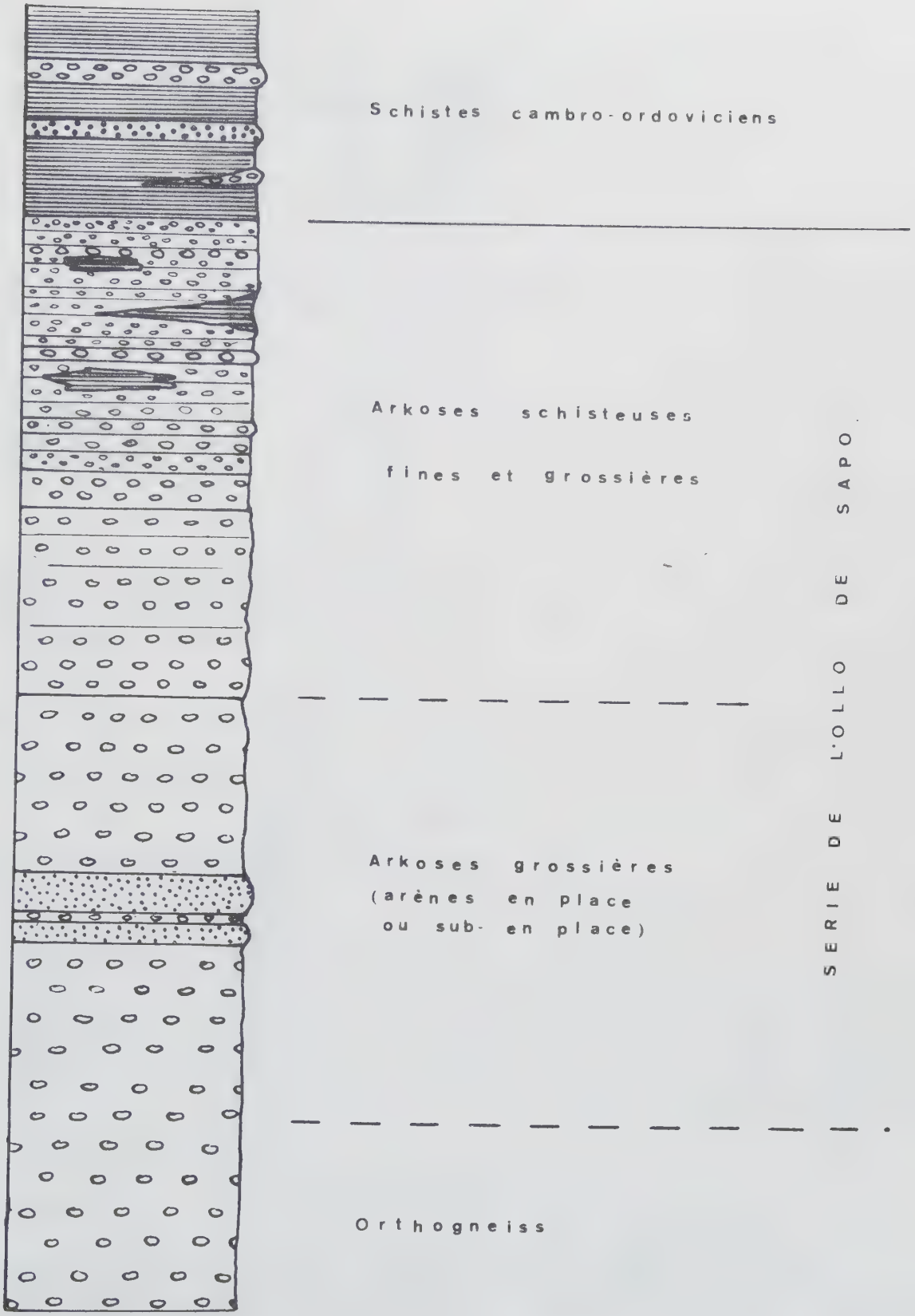


Figure 8. Colonne lithostratigraphique schématique de la série de l' "Ollo de Sapo" sur la bordure sud-ouest des synclinaux du Sil et de Truchas.

- matrice grossière,
- nombreuses intercalations gréseuses,
- absence de niveaux fins (schistes),
- stratifications entrecroisées à grandes gouttières,
- ravinements ou anciens chenaux.

Ce sont là des caractères de dépôts péricontinentaux, littoraux ou deltaïques.

b)- Vers l'Est et le Nord-Est les porphyroïdes sont toutes des arkoses schisteuses et on y note les caractères suivants (fig. 8):

- les éléments détritiques fins (quartz et surtout phyllites) sont prépondérants ;
- les apports arkosiques ont été enrichis en phyllites ;
- les éléments de la fraction grossière portent les marques d'une usure relativement importante (feldspaths arrondis) et ont donc subi un certain transport ;
- la sédimentation a été plus calme qu'à l'Ouest (stratifications entrecroisées absentes) ;
- schistes et porphyroïdes sont souvent étroitement imbriqués.

De ces observations, il semble que l'on puisse tirer la conclusion que les arkoses schisteuses se sont déposées dans une partie du bassin éloignée de la zone d'apport, où parvenaient une faible proportion d'éléments grossiers et surtout des sédiments fins. Il s'agirait d'une zone de dépôt nettement plus pélagique que la précédente.

La série de l' "Ollo de Sapo" s'est donc déposée dans deux domaines paléogéographiques distincts :

- l'un littoral, voire même fluviatile, à l'Ouest (bordure nord-est du synclinal de Verin),
- l'autre à caractères plus pélagiques à l'Est.

Ce schéma se complète logiquement d'un domaine continental émergé, situé plus à l'Ouest encore (fig. 9).

Dans la région étudiée, l' "Ollo de Sapo" montre une polarité paléogéographique approximativement ouest-est, identique à celle présentée par les terrains du Paléozoïque inférieur. Rappelons que le Cambrien, complet en Galice orientale et dans le Léon, manque en partie en Galice moyenne, précisément dans la zone de l' "Ollo de Sapo". Nous verrons également que l' Ordovicien, bien représenté dans le synclinal de Verin, est absent, plus à l' Ouest, dans la région de Celanova.

D. Origine, position stratigraphique et âge

1) L'origine des porphyroïdes de l' "Ollo de Sapo" se conçoit assez bien compte tenu d'un certain nombre de caractères.

a)- Leur nature essentiellement arkosique.

Les différents éléments détritiques grossiers (quartz, feldspaths) proviennent nécessairement d'une roche granitique ou gneissique.

L'importance de phyllites dans certains faciès (arkoses schisteuses)

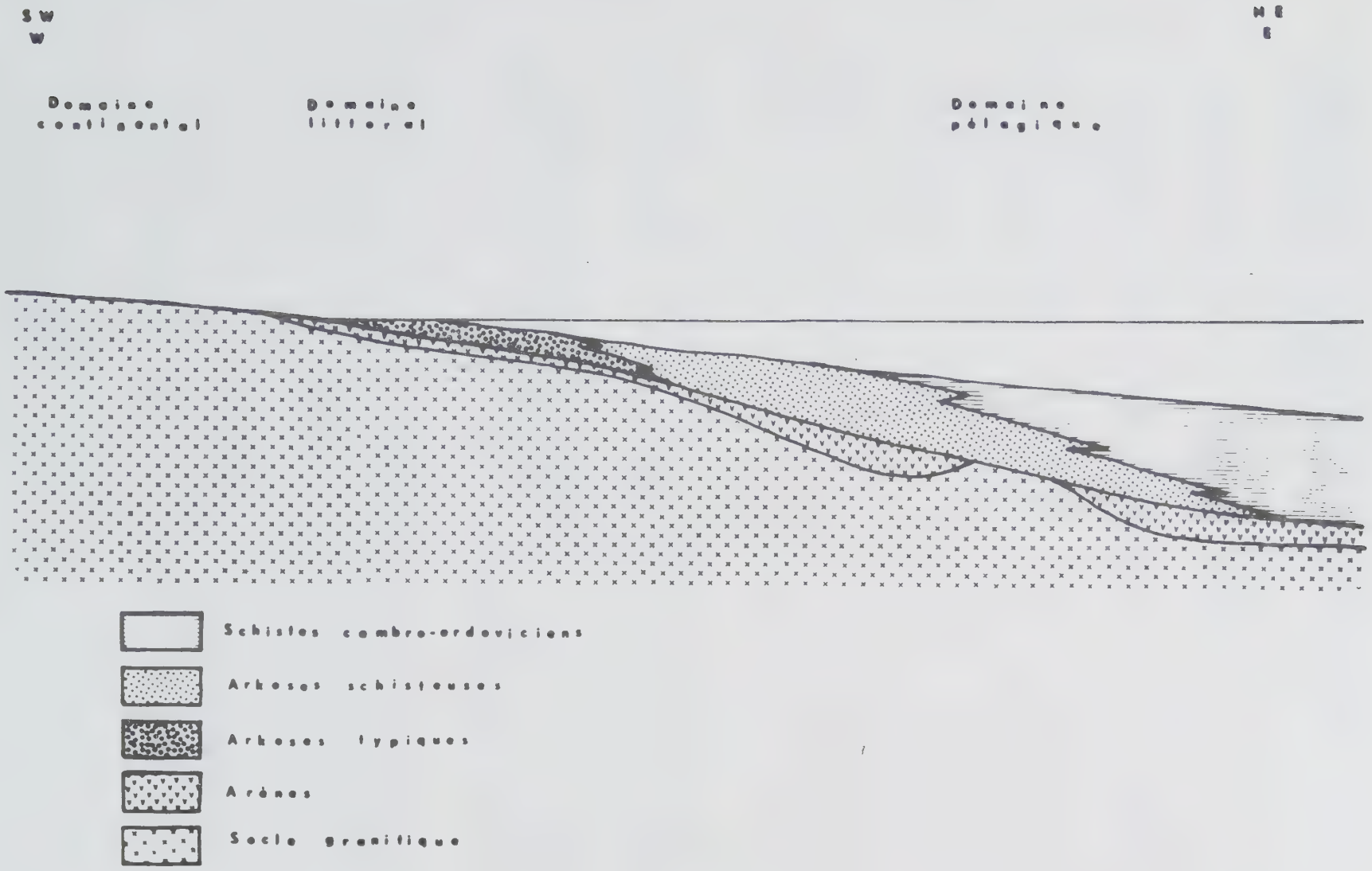


Figure 9. Schéma de l'évolution des faciès de l' "Ollo de Sapo"

s'explique par le dépôt conjoint de matériel détritique fin et arkosique.

b)- L'état de conservation de certains minéraux fragiles tels les feldspaths.

La présence de feldspaths, en cristaux entiers ou peu usés, dans un sédiment, implique un transport réduit. Les roches-mères sont donc nécessairement proches des dépôts de porphyroïdes.

c)- La convergence ou l'identité de faciès entre porphyroïdes et orthogneiss sous-jacents.

La limite entre les deux formations, l'une sédimentaire, l'autre cristalline, est toujours très floue. Certains caractères (forme de feldspaths, couleur et forme des yeux de quartz) se retrouvent souvent dans les deux.

Ce sont là des caractères typiques d'arkoses, c'est-à-dire de roches formées aux dépens d'anciennes arènes granitiques au cours d'un processus sédimentaire. Ceci permet d'expliquer l'existence au sein de l' "Ollo de Sapo" des deux parties, l'une inférieure, l'autre supérieure, précédemment reconnues.

- La partie inférieure, toujours difficile à identifier comme formation sédimentaire, à caractères pétrographiques voisins ou identiques à ceux des orthogneiss, représente sans doute la couverture d'arènes, demeurée en place, sédimentée in situ. Elle correspondrait donc à la zone de "granite recomposé ou reconstitué" de F. J. PETITJOHN (1957). L'existence de rares niveaux sédimentaires dans cette partie inférieure, très homogène par ailleurs, peut être interprétée comme l'indice d'un faible transport local (coulée d'arènes vers un point bas, par exemple).

- La partie supérieure, bien litée, à caractères sédimentaires évidents, est formée par des arènes ayant subi, soit un remaniement sur place, soit un transport réduit. Celui-ci est responsable de l'accumulation, en certains points, d'épaisseurs importantes d'arkoses schisteuses.

Dans la région étudiée, la série des porphyroïdes de l' "Ollo de Sapo" apparaît comme une formation sédimentaire essentiellement arkosique provenant du remaniement, sur place ou après un court transport, de la couverture d'arènes de massifs de nature granitique. Ceux-ci se trouvent soit sous les porphyroïdes, soit à une faible distance.

2) La position stratigraphique, la signification et l'âge exact de la série de l' "Ollo de Sapo" ont été sujets de controverses parfois passionnées. Les points de vue, nombreux et contradictoires, exprimés depuis quelques années, reflètent bien la complexité du problème. Ils traduisent aussi une certaine confusion dans l'emploi du terme "Ollo de Sapo", confusion qui nous paraît justifiable d'un bref historique.

a)- Les formations oeillées du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique ont, dès la fin du siècle dernier, attiré l'attention des géologues (cf. la partie historique in I. PARGA-PONDAL et coll., 1964), qui les ont considérées comme des roches tantôt sédimentaires, tantôt ignées et affectées par des degrés métamorphiques divers.

I. PARGA-PONDAL (1960, 1963, 1964) a eu le très grand mérite de souligner l'origine sédimentaire des porphyroïdes et de montrer leur présence constante, dans toute la Galice moyenne, au-dessous des terrains cambro-ordoviciens. Il en a donné une définition, une description pétrographique et les limites stratigraphiques (I. PARGA-PONDAL et coll. 1964).

Pour cet auteur (p.136) "l' "Ollo de Sapo" est une formation polygénique constituée par des roches détritiques dont les éléments clastiques proviennent probablement de granites et de gneiss et par des roches volcaniques tufacées plus ou moins métamorphisées".

Les roches détritiques sont des conglomérats à galets schisteux et feldspathiques, des arkoses schisteuses, des arkoses (s. st.), des quartzites et des schistes. Les roches volcaniques sont des laves et surtout des tufs.

Cette série de l' "Ollo de Sapo" se trouve partout surmontée par des formations paléozoïques cambro-ordoviciennes. Sa limite inférieure n'est jamais visible.

Cette indétermination quant à la limite inférieur de l' "Ollo de Sapo" et la rareté ou l'absence de critères sédimentaires dès que l'on descend dans la série constitue un inconvénient majeur. En effet, dès que les porphyroïdes prennent une structure homogène (yeux de feldspath de grande taille et répartis uniformément), il est permis d'hésiter quant à leur origine exacte, sédimentaire ou ignée.

L'ambiguité de cette limite permet deux attitudes opposées. L'un tend à considérer comme "Ollo de Sapo" toute formation gneissique oeillée qu' elle se trouve sous des terrains sédimentaires paléozoïques ou non. L'autre s' applique à séparer, à distinguer "Ollo de Sapo" formation détritique située à la base du Cambro-Ordovicien et gneiss oeillés d'origine ortho-.

La première attitude a conduit à une modification de la définition originelle de l' "Ollo de Sapo". Ainsi, pour certains auteurs, ce terme s'applique indistinctement à des formations d'origine détritique et aux orthogneiss dont elles proviennent. C'est ainsi que pour Ph. MATTE (1967, p.1770) "l' "Ollo de Sapo" de Galice qu'on retrouve aux environs de Salamanque (granito viejo, apizarrado de P. SCHIDT-THOME) et jusqu'au centre de la péninsule (Guadarrama, Hiendelaencina) représente, en majeure partie, par sa composition les produits de remaniement des parties granitiques d'un vieux socle précambrien ou même parfois ce socle en place sous forme d'orthogneiss".

De même R. CAPDEVILA (1969) admet qu' "il existe parfois des orthogneiss indéniables dans l' "Ollo de Sapo" ".

La seconde attitude s'est manifestée lorsque nous avons signalé, avec P. M. ANTHONIOZ (1967), l existence d'orthogneiss dans le domaine attribué à l' "Ollo de Sapo". Nous avons fait, dès cette époque, la distinction entre "Ollo de Sapo", formation à caractères sédimentaires, et orthogneiss à caractères de roches ignées. Plus tard, toujours avec P. M. ANTHONIOZ (1969), nous avons précisé que seules méritaient l'appellation d' "Ollo de Sapo" les formations à caractères sédimentaires se trouvant en transition entre le socle gneissique et le Cambro-Ordovicien.

Le terme "Ollo de Sapo" a donc actuellement des sens différents selon les auteurs (fig. 10). Il sert à désigner :

- dans un sens très large, toutes les porphyroïdes ou formations oeillées d'origine sédimentaire et orthogneissique (Ph. MATTE, 1967, 1968 ; R. CAPDEVILA, 1969),
- et, dans un sens strict, les seules formations oeillées d'origine sédimentaire de la base du Cambro-Ordovicien (P. M. ANTHONIOZ et A. FERRAGNE, 1967, 1969 ; A. FERRAGNE, 1971).

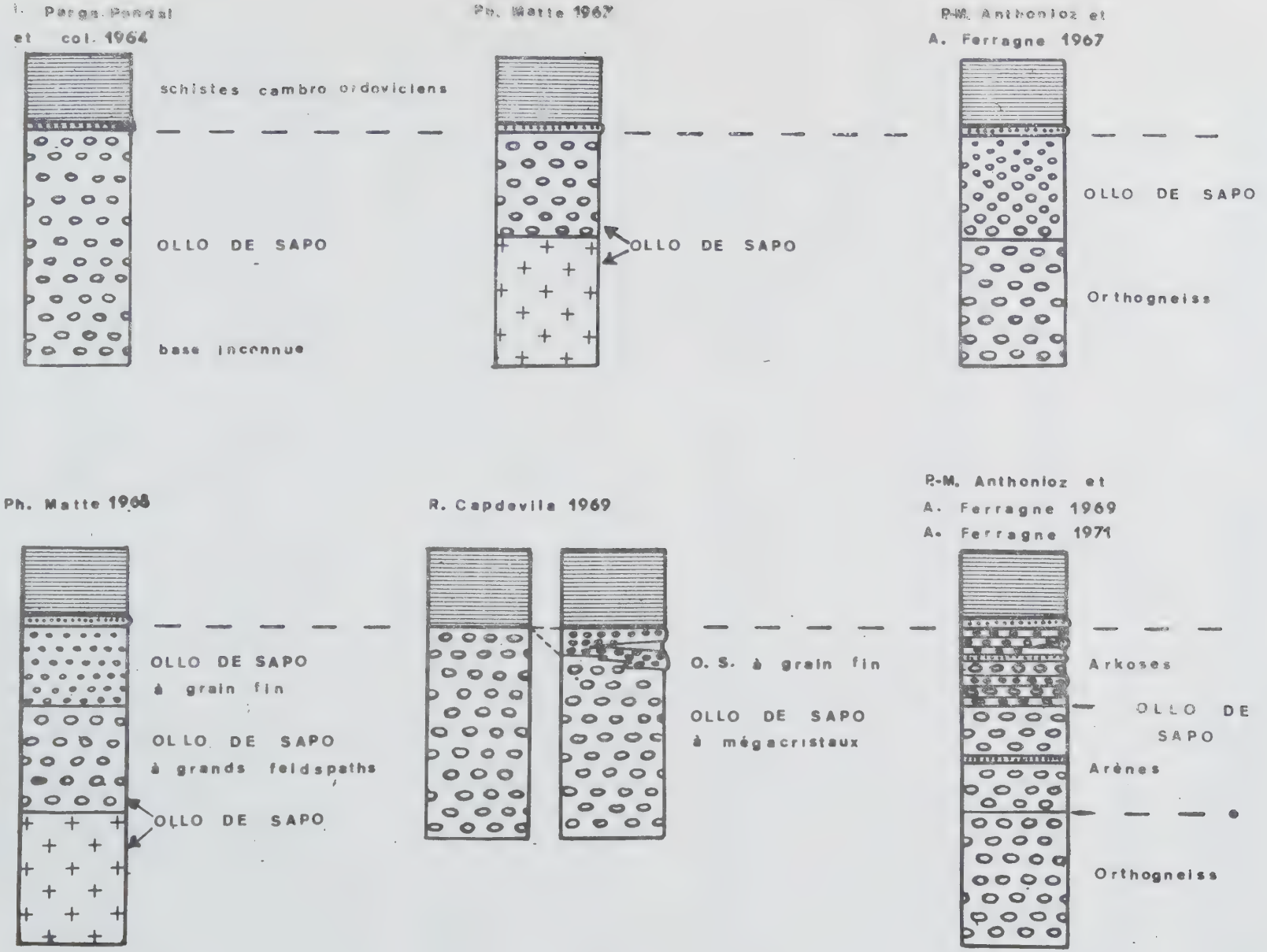


Figure 10. Les sens du terme "Ollo de Sapo" selon les différents auteurs

Les différents auteurs sont cependant d'accord pour admettre l'existence d'un socle gneissique ou granitique, d'âge précambrien, ayant fourni le matériel des porphyroïdes sédimentaires. Toutefois la présence de ce socle en Galice est, à l'heure actuelle, sujet à discussion.

Les deux tendances précédemment exprimées et les différents sens ou contenus donnés au terme "Ollo de Sapo" correspondent également à des positions divergentes à l'âge de la série.

Outre la définition de la série de l' "Ollo de Sapo", I. PARGA-PONDAL, R. CAPDEVILLA et Ph. MATTE (1964) proposaient un âge infracambrien par comparaison avec d'autres régions (France et Péninsule Ibérique). Pour eux, la présence de microconglomérats et de quartzites, au sommet des porphyroïdes, est l'indice d'une lacune et une présomption en faveur de l'Infracambrien. Ultérieurement, l'âge de l' "Ollo de Sapo" se fait abondamment discuté.

Pour les uns l'âge précambrien est démontré par :

- l'analogie existant avec des séries précambriennes situées en France
  - . porphyroïdes du Briovérien de Bretagne
  - . gneiss oeillés de la zone axiale de la Montagne Noire et des Cévennes
  - . gneiss oeillés des Pyrénées orientales et centrales (Ph. MATTE, 1968 ; R. CAPDEVILA, 1969) ;

- la présence, dans la Péninsule, d' Ollo de Sapo" sous des terrains d'âges variés, cambrien à précambrien.

Ph. MATTE (1968) signale, dans le Nord-Est du Portugal, l'existence (p. 37) de "gneiss oeillés toujours très métamorphiques (zone de la sillimanite) tout à fait semblables à la série porphyroïde de l' "Ollo de Sapo" " et recouverts par les terrains de complexe des schistes et grauwackes d'âge précambrien supérieur, cambrien inférieur ou cambrien supérieur (selon les auteurs). Puis, se basant, d'une part, sur la non-coexistence à l'affleurement du Précambrien schisto-gréseux et de l' "Ollo de Sapo" et, d'autre part, sur l'absence de granites préhercyniens dans le Précambrien de Galice et des Asturies, il conclut (p. 39) :

"L' "Ollo de Sapo" est :
- soit l'équivalent partiel du Précambrien schisto-gréseux;
- soit le substratum de celui-ci.

Cette dernière hypothèse paraît confirmée par la comparaison avec le Sud de la Péninsule où l'on trouve, sous une série schisto-gréseuse attribuable au Précambrien, une série porphyroïde comparable à l' "Ollo de Sapo" de Galice".

R. CAPDEVILA (1969) pense que (p. 25) "L' "Ollo de Sapo", ou du moins sa partie supérieure, passe latéralement à la série de Villalba (1) qui repose sous du Cambrien inférieur".

Il en conclut que cette formation est d'âge précambrien récent.

L'âge de l' "Ollo de Sapo" paraît donc encore mal défini et, quand il l'est, c'est d'une manière ambiguë. Cette ambiguité est accentuée par le fait que "Ollo de Sapo" est pris ici au sens large de roches sédimentaires + orthogneiss. Or, si l'âge précambrien de ceux-ci ne fait pas de doute, il n'en est pas de même pour les porphyroïdes sédimentaires.

Si toutefois on admet l'âge précambrien des formations sédimentaires,

---

(1) Série de Villalba = Précambrien schisto-gréseux

on se trouve placé devant des coïncidences troublantes. En effet, les tenants d'un âge précambrien s'accordent pour reconnaître que l' "Ollo de Sapo" (s. st.) résulte du remaniement de la couverture d'arènes de roches granitiques. Etant donné que ces produits de remaniement se retrouvent toujours à la base du Cambro-Ordovicien, on est conduit à conclure que la surface d'arénisation précambrienne coïncide avec la surface de transgression paléozoïque. De la même façon, les formations effusives précambriennes (laves et tufs) signalées par certains auteurs, se retrouvent systématiquement à la base du Paléozoïque. Ces faits peuvent s'accorder avec un âge infracambrien, proposé par I. PARGA-PONDAL et coll. (1964), mais certainement pas précambrien.

b)- A la suite d'observations effectuées conjointement avec P.M. ANTHONIOZ (1967, 1969) dans différentes régions, nous avons été amenés à proposer pour l' "Ollo de Sapo" (s. st.) un âge franchement différent, cambro-ordovicien. Nous reprenons ici, en les complétant de données nouvelles, les différents arguments sur lesquels nous nous appuyons pour définir cet âge cambro-ordovicien.

(+) - L'aire de répartition de l' "Ollo de Sapo" correspond, dans la stratigraphie du Nord-Ouest de la Péninsule, à une zone de lacune partielle ou totale du Cambrien (F. LOTZE, 1961, W. RIEMER, 1963, 1966) (1). Alors que dans l'extrême Est de la Galice le Cambrien a un développement complet, plus à l'Ouest et au Sud-Ouest, il n'est plus représenté que par une série monotone de schistes azoïques. Ceux-ci sont bien développés dans le synclinal du Sil ("Montes Schichten" de W. RIEMER, 1963) et dans le synclinal de Verin (schistes cambro-ordoviciens)

L'âge cambrien de ces schistes est contesté par Ph. MATTE (1968) qui, ayant trouvé des Cruziana à quelques mètres au-dessus de l' "Ollo de Sapo", dans les régions de Monforte de Lemos et de Puebla de Sanabria, les considère comme ordoviciens. Dans ce cas, le Cambrien serait donc totalement absent de la région étudiée.

Ce Cambrien lacuneux (ou peut-être absent) est surmonté par un Ordovicien complet, bien développé. Il semble donc qu'ait existé au Cambrien, dans la région étudiée, un bloc occidental, partiellement ou complètement émergé - bloc galico-castillan de F. LOTZE (1961) - qui a été, par la suite, transgressé, puis franchement recouvert par la mer ordovicienne.

(+) L' "Ollo de Sapo" montre une évolution et une polarité paléogéographique comparables à celles du Cambrien et de l'Ordovicien.

- Dépôts franchement pélagiques vers l'Est et le Nord-Est (synclinal du Sil, de Truchas, région de Puebla de Sanabria, mais à caractères nettement terrigènes vers l'Ouest (synclinal de Verin)

---

(1) Rappelons brièvement que F. LOTZE (1961) distingue, au Cambrien, trois grands domaines :
- un domaine géosynclinal celtibérique, au Nord-Est, où les dépôt cambriens sont complets (Cambrien de type cantabrique, ouest asturien et ibérique) ;
- un domaine géanticlinal médian (bloc galico-castillan), orienté Nord-Ouest Sud-Est, partiellement dénudé, où le Cambrien est lacuneux (Cambrien de type Tolède) ;
- un domaine géosynclinal au Sud-Ouest où les dépôts cambriens sont à nouveau complets.

o - Arènes granitiques intimement mêlées aux schistes, à l'Est, (arkoses schisteuses), mais associées à des quartzites, à l'Ouest (arkoses typiques).

(+) - La lithologie des porphyroïdes et ses variations nous permettent de faire les constations suivantes :

o - Il y a convergence entre certains caractères pétrographiques de l "Ollo de Sapo" et des orthogneiss du substratum (forme des yeux de feldspath, couleur du quartz).

o - L' "Ollo de Sapo" renferme toujours une certaine quantité de feldspaths entiers, intacts ou peu émoussés. Ces minéraux fragiles ont subi un transport réduit.

o - Les porphyroïdes (arkoses schisteuses) et les schistes paléozoïques sont très souvent étroitement imbriqués.

C'est un fait courant dans notre région mais qui semble général dans toute la Galice. C'est ainsi que l'on trouve, dans les schistes, des intercalations à lithologie variée :

- banc de porphyroïde dans la province de Coruña (I. PARGA-PONDAL et coll., 1964) ;
- microconglomérat à quartz bleu, au Sud de Barco de Valdeorras, dans la province d'Orense (idem) ;
- porphyroïdes remaniées et microconglomérat dans la province de Zamora (ibidem).

Ph. MATTE (1968) constate également la présence, dans les schistes de sa zone IV, d'intercalations de porphyroïdes à grain fin remaniées.

De même, dans l' "Ollo de Sapo", on observe des formations sédimentaires variées telles que schistes, quartzites, arkoses (W. RIEMER, 1963 ; I. PARGA-PONDAL et coll., 1964). R. CAPDEVILA (1969) signale (p. 28) dans l' "Ollo de Sapo" de la province de Lugo, surtout vers le sommet de la série, "des niveaux et des lentilles qui étaient à l'origine des pélites, des psammites, des quartzites impurs et parfois même des subarkoses", ainsi que des tufs ou des laves acides.

Les deux premières constatations impliquent un transport sur une faible distance et une sédimentation presque in situ.

La troisième prouve que ce dépôt est contemporain de celui des schistes. Il s'ensuit que l'âge de la série de l' "Ollo de Sapo" est aussi celui des schistes associés.

Ces schistes sont azoïques et leur âge n'est donc pas encore établi avec certitude. Le seul fait certain est qu'ils se trouvent au-dessous de la série des quartzites à Cruziana qui constituent un niveau stratigraphique repère très constant, d'âge arénig.

W. RIEMER (1963) les considère comme du Cambrien de type Tolède (Cambrien dans lequel manqueraient les niveaux calcaires et les marnes fossilifères), donc comme du Cambrien supérieur. Pour Ph. MATTE (1968) ils représenteraient déjà la base de l'Ordovicien.

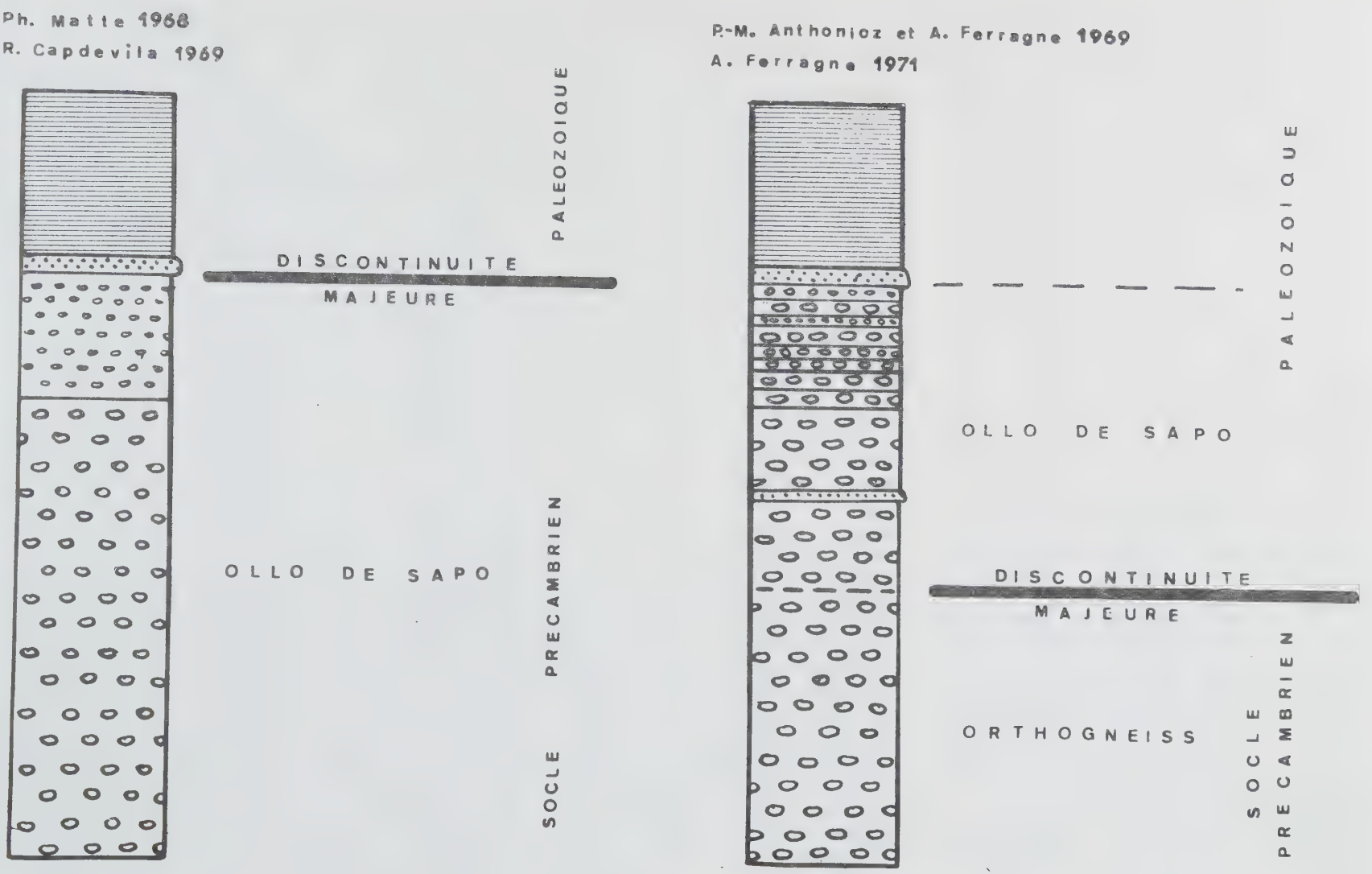


Figure 11. Position de la surface de discontinuité majeure entre Paléozoique et socle précambrien selon les différents auteurs

En attendant de nouvelles découvertes paléontologiques, nous considérons que ces schistes ont un âge cambrien supérieur à trémadoc, c'est-à dire, en gros, cambro-ordovicien. Par conséquent, l'âge de la série de l' "Ollo de S apo" (s. st.) est cambro-ordovicien.

En conclusion, la série de l' "Ollo de Sapo" est une formation essentiellement détritique provenant du remaniement d'arènes granitiques. Ce remaniement s'est produit au moment des premiers dépôts de la mer cambro-ordovicienne, très certainement lors de la transgression. L' "Ollo de Sapo" doit donc être considéré comme le conglomérat de base cambro-ordovicien.

3) Remarques

a)- Les arkoses ont été remaniées lors de la transgression cambro-ordovicienne. L'arénisation proprement dite correspond à un phénomène d'altération en domaine continental d'âge soit cambrien à cambro-ordovicien, soit tout au plus infracambrien.

b)- La discontinuité majeure entre couverture paléozoïque et socle cristallin se situe au-dessous de la série de l' "Ollo de Sapo" (s. st.) (fig. 11).

c)- La série de l' "Ollo de Sapo" marque la base de la transgression paléozoïque dont l'âge peut être différent selon les régions. Elle n'a donc pas la valeur d'un repère stratigraphique précis, mais plutôt celle d'un faciès lithologique jalonnant une discontinuité majeure.

d)- L "Ollo de Sapo", étant donné son origine (arènes granitiques en place ou faiblement déplacées et remaniées), ne peut se trouver que sur les roches-mères ou à leur voisinage immédiat. Toutefois, il n'est pas impossible qu'on puisse le trouver sur des formations de nature différente - paragneiss par exemple -.

e)- Un volcanisme acide, contemporain du dépôt de l' "Ollo de Sapo", a été signalé dans d'autres régions (Sanabria, région de Lugo). Il n'a pas été observé avec certitude dans la région étudiée.

II. LES SCHISTES CAMBRO-ORDOVICIENS

Nous désignons sous cette appellation une puissante série schisteuse, avec de rares intercalations de quartzites, que l on trouve de façon très constante entre la série de l' "Ollo de Sapo" et la série des quartzites de l'Arénig.

Nous avons vu, précédemment (p. 39) que l'âge de cette série azoïque est mal défini, cambrien supérieur pour les uns, ordovicien inférieur pour les autres.

Les schistes cambro-ordoviciens apparaissent sur la bordure orientale et dans la terminaison septentrionale du synclinal de Verin. C'est une série épaisse de plusieurs centaines de mètres, de schistes gris à gris bleu, d'aspect plus ou moins lustré (séricitoschistes). A la base, ces schistes ont été métamorphisés en micaschistes à deux micas et andalousite.

Les bancs de quartzites sont très rares sauf au sommet de la série où ils font transition avec l'Arénig.

L'ensemble de cette série a été atteint par d'intenses plissements. De ce fait, la stratification originelle a été souvent complètement effacée et le plan de débit actuel des roches correspond à une schistosité.

III. L'ORDOVICIEN

Il est formé par deux ensembles lithologiques très différents, l'un essentiellement gréseux (Arénig), l'autre, au contraire, schisteux et ampéliteux (Llandeilo).

A. Les grès et quartzites de l'Arénig.

1) Les grès et quartzites de l'Arénig ont une très large extension dans tout le Nord-Ouest de la Péninsule et sont considérés comme un niveau repère dans la stratigraphie du Paléozoïque de cette région.

Suivant les auteurs, ils ont été décrits sous des noms différents. Ce sont les grès à Scolithus, les grès armoricains et les grès de Cabo Busto de Ch. BARROIS (1882) ; les quartzites de los Cabos de L. DE ADARO et C. JUNQUERA (1916) ; les quartzites à Cruziana de P. HERNANDEZ-SAMPELAYO (1922).

Leur âge est défini par :
- la présence de Cruziana (C. rugosa et C. furcifera) considérés comme caractéristiques de l'Ordovicien inférieur (A. SEILACHER, 1960),
- leur position au-dessous des schistes à Synhomalonotus Tristani du Llandeilo.

2) Dans la région étudiée, c'est une série où alternent des bancs gréseux ou quartziteux, de couleur très claire ou blanche, de 0,10 à 1 m d'épaisseur, et des horizons schisteux, gris ou noirs, de 1 à 10 cm. L'ensemble a des caractères très prononcés de faciès flysch. Les bancs gréseux ont une granulométrie très homogène, généralement fine. Exceptionnellement se rencontrent des niveaux plus grossiers (grains de 2 à 4 mm). Les figures sédimentaires sont relativement fréquentes : stratifications entrecroisées à gouttières décimétriques et surtout granoclassements.

Les fossiles, de rares Cruziana et des Vexillium plus abondants, sont cantonnés dans quelques niveaux.

L'épaisseur totale de la série est très variable selon les régions : 100 à 300 m dans le synclinal de Verin, 50 à 100 m, sur la bordure des synclinaux du Sil et de Truchas, plus faible encore dans la Sanabria.

Le passage entre les quartzites de l'Arénig et les séries schisteuses sus- et sous-jacentes est toujours très graduel. Il se fait par augmentation ou diminution progressive de l'épaisseur et de la fréquence des bancs gréseux.

Au point de vue pétrographique, cette formation ne se signale par aucun trait caractéristique. Les grès et quartzites, presque purs, contiennent un peu de séricite et des minéraux lourds divers (apatite, zircon, minerai opaque).

Les interbancs schisteux sont principalement constitués de quartz, séricite et chlorite ou, lorsque le métamorphisme est plus important, de quartz, andalousite, muscovite, biotite.

Les quartzites de l'Arénig, très résistants à l'érosion, ont joué un rôle prépondérant dans le modelé de la morphologie. Ils forment d'importantes lignes de reliefs telles que les Montes del Invernadero, la Sierra de San Mamed, la Sierra de la Cabrera Baja.

B. Les schistes du Llandeilo

C'est une série homogène, monotone, très épaisse (plusieurs centaines de mètres), de schistes gris foncé à noirs, souvent ampéliteux. Elle est largement développée dans le synclinal de Verin où elle forme un niveau très constant au-dessus des quartzites de l'Arénig.

La stratification initiale du matériel argileux a été effacée par les plissements et le débit des schistes correspond à un plan de schistosité.
Ces schistes sont formés essentiellement de quartz, de séricite et chlorite ainsi que de chloritoïde dans les faciès ampéliteux.

Dans la région étudiée, nous n'y avons pas rencontré de fossiles. Toutefois, plus au Nord, W. RIEMER (1963, 1966) y a trouvé une faune caractéristique de Llandeilo.

Vers le sommet de la série, et principalement à l'Ouest et au Nord Ouest, apparaissent des formations essentiellement terrigènes qui appartiennent déjà au Silurien.

IV. LE SILURIEN

A. Généralités

1) Les terrains siluriens constituent deux domaines d'importance et d'intérêt inégaux.

- Dans la région de Verin, ils forment une puissante série et surmontent l'Ordovicien. Ils sont datés par des graptolites.

- Dans la région de Celanova (au Sud-Ouest d'Orense), une série de schistes et de volcanites acides, peu ou pas métamorphiques, repose sur un substratum gneissique polymétamorphique. Son âge silurien, basé sur des analogies lithologiques avec la série silurienne de Verin, reste douteux faute de preuves paléontologiques.

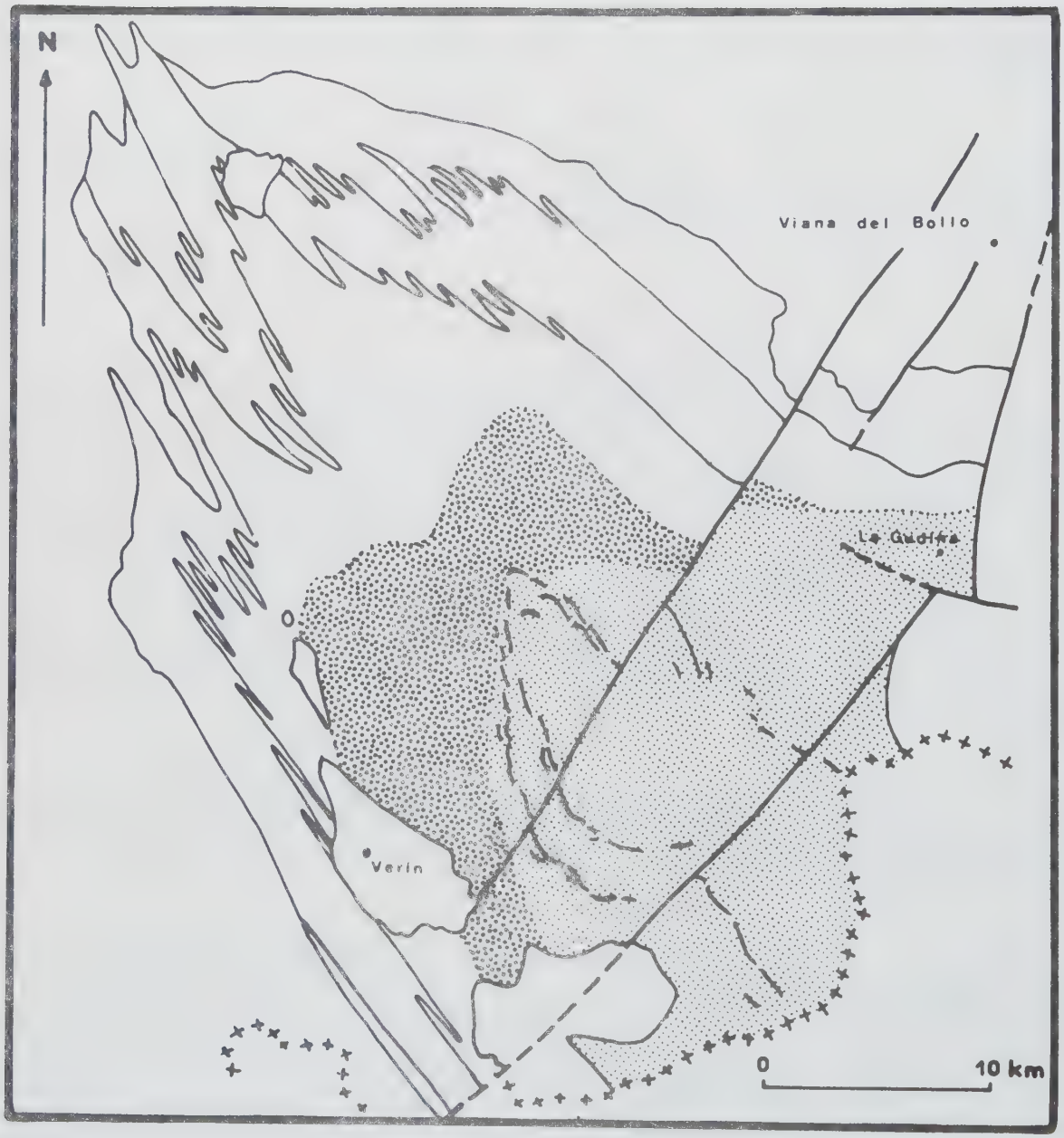


Figure 12. Aire de répartition des dépôts détritiques terrigènes (en gris foncé) du Silurien (en gris clair)

2) Le Silurien se singularise des terrains paléozoïques sous-jacents par un certain nombre de caractères originaux.

a)- La lithologie des formations cambro-orodiviciennes et ordoviciennes est dominée, mis à part l' "Ollo de Sapo', par les faciès schisteux et gréseux. Elle se caractérise par l'absence de feldspaths détritiques.

Les sédiments siluriens, par contre, se signalent par une très grande variété de faciès : conglomérats, microconglomérats, grès feldspathiques, grauwackes, psammites, grès à ciment calcaire, calcaires, schistes gréseux ou surmicacés, ampélites, lydiennes, volcanites acides. Les feldspaths clastiques y sont fréquents.

b)- Les principaux ensembles lithologiques antésiluriens (grès et quartzites de l'Arênig, schistes du Llandeilo) ont une vaste extension et couvrent de grandes superficies sans variation brutale de faciès ou d'épaisseur.

Le Silurien, au contraire, se caractérise par des variations importantes et rapides de puissance de certains faciès lithologiques. Son épaisseur totale demeure sensiblement constante mais il y a des passages latéraux de faciès très brusques (entre grauwackes et schistes, par exemple).

D'une façon générale, les bancs ont des épaisseurs très variables. Ainsi les quartzites siluriens ont un gisement lenticulaire et une répartition irrégulière bien visible cartographiquement(cf. carte H. T.).

B. Le Silurien de la série de Verin

Dans le synclinal de Verin, le Silurien est formé par les ensembles lithologiques suivants :

- formations détritiques de base correspondant au passage Llandeilo-Silurien ;
- série de schistes, psammites et grauwackes caractérisée par des variations latérales de faciès très importantes entre des psammites et des grauwackes, au Nord-Ouest, et des schistes noirs, souvent ampéliteux, au Sud-Est ;
- série volcano-détritique constituée de quartzites, de schistes et de volcanites acides.

1) La zone de passage Llandeilo-Silurien

Le passage entre les dépôts schisteux de Llandeilo et ceux du Silurien est plus ou moins bien visible selon les régions.

Dans la terminaison périsynclinale, à l'Ouest d'une ligne Verin-Viana del Bollo (fig. 12), il y a un changement radical dans la nature des dépôts qui, d'argileux, deviennent essentiellement gréseux et souvent grossiers. A l'Est de cette même ligne, par contre, on observe une série compréhensive englobant les schistes noirs, parfois légèrement gréseux, souvent ampéliteux du Silurien et ceux, assez semblables, du Llandeilo.

a)- Dans la partie occidentale.

(+) - Le plus souvent, des niveaux détritiques plus ou moins grossiers. de nature variée, apparaissent assez brusquement, interstratifiés, au sommet des schistes du Llandeilo :

- lits conglomératiques, décimétriques à pluridécimétriques, à galets de quartzites (rares), de quartz, de feldspath potassique (2 à 3 cm) et à balles gréseuses ;
- lentilles ou bancs, parfois épais de plusiers mètres, de balles ou galets gréseux dans une matrice schisteuse ou gréseuse de couleur vert pâle ;
- lentilles décimétriques à métriques, de grès grossiers, de microconglomérats polygéniques, à galets de schistes noirs et de grauwackes vert foncé ;
- lits de psammites fins ou grossiers vert à vert foncé.

Ces formations détritiques se signalent par des caractères sédimentologiques qui évoquent des conditions de dépôt deltaïques ou très littorales. Outre les balles et les petites lentilles gréseuses attribuables à des phénomènes de glissement (slumping), on y rencontre de nombreuses stratifications entrecroisées et des lentilles massives de grauwackes et de microconglomérats peu ou pas classés (remplissage de chenaux). La présence de minéraux fragiles (feldspaths et biotite) témoigne également d'un dépôt rapide après un transport peu important.

Ces formations détritiques grossières ont une puissance très variable mais toujours faible. Parfois très réduites ou absentes, elles ont quelques mètres, rarement quelques dizaines de mètres, d'épaisseur. Elles passent rapidement, en continuité, à une série gréso-grauwackeuse, plus régulière, mieux litée.

(+) - Dans certains cas, on trouve au-dessus des schistes du Llandeilo une étroite association de microconglomérats et de calcaires gréseux.

Les microconglomérats sont polygéniques (petits galets de quartzite et de schiste, grains de quartz et de feldspath) et hétérométriques.

Les calcaires, très cristallins, forment généralement des lentilles atteignant 1 à 2 m d'épaisseur et renferment de petits horizons gréseux et schisteux. Ces calcaires ont parfois été exploités en carrière, comme à Cerdedelo (1) au Nord de Verin.

Au-dessous de ce complexe calcaréo-gréseux, on trouve dans les schistes des petits niveaux centimétriques de calcaires ou de calcschistes.

Tous ces calcaires se sont révélés azoïques.

(+) - Enfin, on observe parfois, reposant directement sur les schistes du Llandeilo, des microconglomérats contenant des galets de schistes (notamment au Sud-Est de Cerdedelo). Le passage est alors brutal et le contraste frappant entre les schistes noirs, presque ampéliteux du substratum et les microconglomérats vert pâle. Les galets de schistes atteignent 5 à 6 cm de long et 1 à 2 cm d'épaisseur. Par leur aspect général, ils semblent bien provenir du remaniement des schistes du Llandeilo.

b)- <u>Dans la partie orientale</u>

La limite entre Llandeilo et Silurien est difficile à localiser en raison de l'identité de leurs faciès lithologiques. Toutefois, en certains endroits très localisés, se trouvent des niveaux marquant probablement cette limite.

---

(1) Carte topographique au 1/50 000, n° 265, "Laza", x = 3° 42' 37"
y = 42° 05' 20"

Il s'agit :
- de schistes à petits galets mous (balles gréseuses de 0,1 à 1 cm) au Nord-Ouest de la Gudiña ;
- de schistes fins, très ferrifères, à patine rouille caractéristique (surface d'altération ou hard-ground), au Nord de la Gudiña.

La position stratigraphique exacte de ces niveaux ne peut cependant être définie avec précision, faute de fossiles.

2) La série des schistes, psammites et grauwackes

C'est une série lithologiquement complexe constituée :
- au Nord-Ouest, par un ensemble détritique souvent grossier, de grès variés et de grauwackes, avec quelques intercalations de schistes et d'ampélites ;
- au Sud-Est, par un ensemble essentiellement schisteux (schistes fins, schistes gréseux, ampélites), avec quelques niveaux de grès micacés.

Ces deux ensembles sont stratigraphiquement équivalents et passent latéralement de l'un à l'autre. Ils sont tous deux surmontés par un important niveau de quartzites massifs, lenticulaires.

Cette dualité des faciès du Silurien inférieur est bien illustrée par les coupes suivantes :

- Route de Verin à Campobecerros

Entre Gondulfes et le col de Peña Nofre, ensemble de psammites et grauwackes avec lentilles de schistes et d'ampélites (fossilifères à Servoy), surmonté par les quartzites massifs.

- Route nationale n° 525

. entre Ventas de la Barrera et la Gudiña, ensemble schisteux (schistes et ampélites).

. entre Verin et Fumaces, ensemble mixte formé d'alternances de schistes gréseux ou ampéliteux, avec des niveaux de lydiennes et de psammites et de rares intercalations de grauwackes.

a)- Les psammites et grauwackes

Ils sont plus particulièrement développés à l'Ouest d'une ligne Verin-Viana del Bollo. Mais on les rencontre aussi plus à l'Est, en minces intercalations dans les schistes gris ou noirs.

Ils constituent un ensemble complexe qui se signale par les caractères suivants .
- Stratification, souvent irrégulière, en bancs inégaux (quelques cm à plusieurs m) souvent lenticulaires, séparés par des horizons plus ou moins schisteux.
- Grande variété de la lithologie : on rencontre tous les termes intermédiaires entre schistes, schistes gréseux, schistes feldspathiques, grès fins ou grossiers, micacés ou non, grauwackes.
- Couleur générale verte à vert pâle due à l'abondance de la chlorite.
- Figures de sédimentation fréquentes (granoclassements, stratifications obliques).
- Intercalations de schistes noirs ou d'ampélites.

Deux caractères originaux de cette formation méritent d'être soulignés .

(+) - Les feldspaths d'origine détritique sont abondants à tous les niveaux. Ils se rencontrent tant dans les schistes gréseux, concentrés au sein de lentilles ou de poches pouvant atteindre 15 cm d'épaisseur (petite carrière au Nord de Gondulfes) que dans les grès feldspathiques et les grauwackes, répartis régulièrement ou concentrés dans des lits.

Dans les schistes gréseux, les feldspaths, en grain de 0,3 à 3-4 mm de diamètre, sont associés à des grains de quartz arrondis et à des micas flottés (biotite et muscovite). Ils sont emballés dans une abondante matrice phylliteuse (séricite et chlorite). Il s'agit surtout de plagioclase (albite An 0-5). Le microcline, albitisé ou frais, est relativement rare.

Ces mêmes feldspaths sont beaucoup plus abondants dans les grès feldspathiques et surtout dans les grauwackes.

Les grauwackes sont des roches de couleur verte assez foncée, bien litées, à grain fin ou moyen. Au microscope, elles montrent une structure assez caractéristique. Les grains de feldspath et surtout de quartz sont anguleux, souvent esquilleux. Les petits galets de schiste et de chert, les micas flottés et la tourmaline détritique ne sont pas rares. Tous ces éléments sont emballés dans une matrice à grain plus fin, souvent abondante, de quartz, de séricite, chlorite et calcite.

Dans certains niveaux se rencontrent des grains de quartz de taille plus grande, moins anguleux, souvent subautomorphes, qui évoquent les quartz "rhyolitiques". Ils correspondent certainement à des manifestations volcaniques lointaines (tufs rhyolitiques de la série de Celanova)

(+) - Les micas détritiques, et notamment la biotite, sont très fréquents dans les psammites fines ou grossières. Parfois très abondants, ils sont alors concentrés dans les petits lits gréseux et sont rares ou absents dans les horizons feldspathiques.

Enfin, c'est dans cette série de psammites et de grauwackes, dans une lentille d'ampélite située à l'entrée sud de Servoy, qu'ont été trouvées des graptolites d'âge silurien (A. RIBEIRO, 1965).

L'âge attribué à ces fossiles diffère légèrement selon les auteurs.

Pour S. WILLEFERT (cité par Ph. MATTE, 1968), il s'agirait d'une faune du Llandovery supérieur.

Pour C. ROMARIZ (1969), cette même faune serait typique du Wenlock supérieur (zone 30 de Elles et Wood).

b)- Les schistes

Les psammites et les grauwackes passent vers l'Est à une série essentiellement schisteuse par variation latérale de faciès. Ce passage est aisément observable sur les deux flancs du synclinal.

Entre Verin et Fumaces, sur la route nationale 525, sur le flanc sud-ouest, la série est encore franchement détritique, mais les faciès sont déjà beaucoup plus fins. Il s'agit de schistes gris ou noirs, de schistes gréseux, de grès micacés fins, parfois feldspathiques, avec des niveaux de lydienne.

Sur le flanc nord-est (route de Parada de la Sierra) la série est

franchement schisteuse : schistes gris ou noirs, schistes ampéliteux. Elle renferme encore des niveaux grésomicacés, fins ou grossiers, de couleur vert pâle caractéristique, d'épaisseur variable (1 à 10 m).

Enfin, vers l'Est, sur la route entre Ventas de la Barrera et la Gudiña, la série est essentiellement schisteuse, formée de schistes noirs et d'ampélites.

3) La série volcano-détritique

Elle surmonte l'ensemble de la série des schistes, des psammites et des grauwackes.

C'est une série assez épaisse (500 à 1 000 m), principalement d'origine sédimentaire, mais où les formations volcaniques ou volcano-sédimentaires ont, localement, un grand développement.

a)- Elle débute, en général, par des quartzites massifs, mal lités, à stratifications entrecroisées, formant de grosses lentilles d'épaisseur et de longueur variables (en moyenne, quelques dizaines de mètres sur quelques centaines de mètres ou quelques kilomètres). La juxtaposition de ces lentilles détermine des niveaux lithologiques repères plus ou moins continus. Sur le flanc sud-ouest du synclinal, deux niveaux nettement séparés, très importants, sont bien visibles dans la topographie où ils forment des crêtes déchiquetées. Sur le flanc nord-est en revanche, il n'existe plus qu'un seul niveau dont la puissance décroit très sensiblement vers l'Est (cf. carte hors texte).

Ce sont des quartzites assez purs, quoique renfermant toujours une petite quantité de séricite. A grain généralement fin, mais parfois grossier, ils se signalent par une granulométrie toujours très hétérogène et par la forme anguleuse des grains de quartz.

Certains faciès sont franchement microconglomératiques et, dans ce cas, on remarque que les cristaux de quartz ont souvent des caractères rhyolitiques (subautomorphes et corrodés). Ceci montre qu'une partie du matériel de ces quartzites provient du remaniement de formations volcaniques acides. Ces quartzites sont fréquemment associés à des schistes blancs, très tendres, qui sont, comme nous le verrons, d'anciens tufs volcaniques.

b)- Au-dessus de ces quartzites se trouve une série de schistes variés, soit finement gréseux, de couleur gris à vert, soit, au contraire, très micacés, de couleur très claire, à toucher onctueux. Au voisinage de ceux-ci ou en étroite association, se rencontrent des formations volcaniques diverses. Ces dernières sont particulièrement bien développées au Nord-Est et à l'Est de Ventas de la Barrera (sur la route nationale n° 525).

(+) - Au Nord-Est, le petit village de Pedrosa est bâti au pied d'un petit massif subcirculaire, de 1 à 2 km de diamètre, de forme tronconique.

Ce massif est formé par une rhyolite noire à grain fin, massive, extrêmement dure. C'est une roche très homogène dans l'ensemble mais montrant, soit des structures fluidales, soit des débits prismatiques (petits prismes de quelques cm de côté).

Au microscope, la structure microlitique est légèrement porphyrique. De nombreux petits cristaux de quartz sont visibles, noyés dans une pâte crypto-cristalline (certainement vitreuse à l'origine, mais recristallisée sous

l'effet du métamorphisme hercynien).

Fréquemment, on rencontre, dispersées dans le massif, des petites lentilles de quelques cm à quelques dm d'épaisseur à faciès bréchique. Ces roches sont aisément reconnaissables, à l'affleurement, par leur couleur plus claire et leur aspect grossier.

Au microscope, elles apparaissent formées de phénocristaux de quartz (subautomorphes et corrodés) et de microcline (provenant de l'inversion de cristaux de sanidine) et de fragments de roches volcaniques (rhyolite, trachyte) le tout emballé dans un matériel schisteux.

Ces brèches volcano-sédimentaires se rencontrent également à proximité du massif, associées à des rhyolites porphyriques stratifiées et à des tufs.

Les rhyolites porphyriques sont également des roches assez sombres (grises à noires), massives. Au microscope, elles montrent une structure fluidale et des phénocristaux de quartz corrodés et de microcline dans une pâte crypto-cristalline.

(-) - A l'Est de Ventas de la Barrera, une carrière située à proximité du village de Navallo, montre d'autres formations volcaniques, de nature trachytique. Ce sont également des roches de couleur très sombre, massives, très dures. Deux principaux types pétrographiques sont reconnaissables.

o - Le premier correspond à une roche homogène, formée par des phénocristaux de feldspath de 1 à 5 mm de long dans une pâte très fine, aphanitique.

Au microscope, on observe une structure microlitique porphyrique franche. Les phénocristaux sont tous constitués par du microcline bien caractérisé par son quadrillage. Mais ces cristaux ont conservé des caractères spécifiques de la sanidine tels que forme applatie selon (010) et craquelures transversales, caractères qui sont encore bien reconnaissables. La pâte renferme une grande quantité de microlites feldspathiques.

o - Le second est une brèche hétérogène, assez semblable à celle que l'on trouve avec les rhyolites. C'est une roche constituée par la juxtaposition, l'accumulation d'éléments de roches de nature et de taille variables (1 à 10 cm).

Au microscope, on observe une matrice schisteuse, riche en phyllite et contenant :

- des fragments de trachyte identique au type précédent ;
- des fragments de rhyolite à structure aphanitique ;
- des cristaux isolés de microcline et de quartz ;
- des lentilles ou des amas gréseux.

Les fragments trachytiques forment l'essentiel de ces brèches volcano-sédimentaires.

Ces deux types de volcanites, trachyte et brèches, constituent des couches d'épaisseur variable (0,1 à 2 m) étroitement imbriquées.

(+) - Autour de ces formations volcaniques et volcano-sédimentaires, on rencontre des schistes très clairs, souvent blancs et d'aspect porcellané. Ces schistes renferment, soit des lentilles ou des niveaux bréchiques, identiques à ceux décrits ci-dessus, soit des cristaux de quartz rhyolitiques et, parfois, de feldspath. Ils sont étroitement imbriqués avec les schistes ordinaires

auxquels ils passent latéralement. Ce sont, eux aussi, d'anciennes formations volcaniques, contemporaines des rhyolites et des trachytes. Il s'agit là, sans doute, de cendres ou de tufs déposés en milieu aqueux.

c)- La partie supèrieure de la série silurienne du synclinal de Verin se caractérise donc par un volcanisme important, de nature rhyolitique et trachytique. Celui-ci a fonctionné en milieu essentiellement marin comme en témoigne l'existence :

- de brèches volcano-sédimentaires,
- de tufs ou cendres associés aux formations sédimentaires.

Les sédiments déposés à cette époque ont une double origine, soit terrigène pour les schistes, schistes gréseux et quartzites, soit volcanique pour les schistes blancs, en particulier.

4) Les termes supérieurs de la série silurienne

Les termes les plus élevés du Silurien dans le synclinal de Verin sont essentiellement schisteux (schistes gris ou blanchâtres, schistes gréseux). Leur âge exact n'est pas défini.

Plus au Sud-Est, au Portugal, où le Silurien prend une grande extension, existent d'autres faciès, très variés : schistes verts, schistes à chlorite, volcanites basiques, calcaires (A. RIBEIRO, 1966).

5) Conclusions générales

Les principaux caractères lithologiques et stratigraphiques du Silurien de la série de Verin et leurs variations dans l'espace sont résumés dans les figures 13 et 14.

Trois points méritent d'être soulignés :

- existence d'une discontinuité importante à la base du Silurien ;
- apports terrigènes considérables au Silurien inférieur ;
- volcanisme acide.

a)- La discontinuité silurienne

Elle se marque par :

- l'érosion et le remaniement des schistes ordoviciens ;
- l'arrivée de sédiments terrigènes variés, souvent grossiers (conglomérats, grès et grauwackes) et, dans certains cas, la formation de calcaires récifaux.

Les formations détritiques grossières n'ont pas une épaisseur très considérable. Bien développées vers l'Ouest, où elles atteignent localement quelques dizaines de mètres d'épaisseur, elles sont réduites ou absentes ailleurs Leur développement correspond toutefois à un phénomène général dans le Nord-Ouest de la Péninsule où il a été signalé par divers auteurs (W. RIEMER, 196 I. PARGA-PONDAL et coll., 1964 ; R. CAPDEVILA, 1965 ; A. RIBEIRO, 1966 ; G. NOLLAU, 1968 ; Ph. MATTE, 1968).

L'âge et la signification de cette discontinuité posent des problèmes qui ne sont pas tous complètement résolus.

(+) - L'âge des formations détritiques grossières n'est pas connu

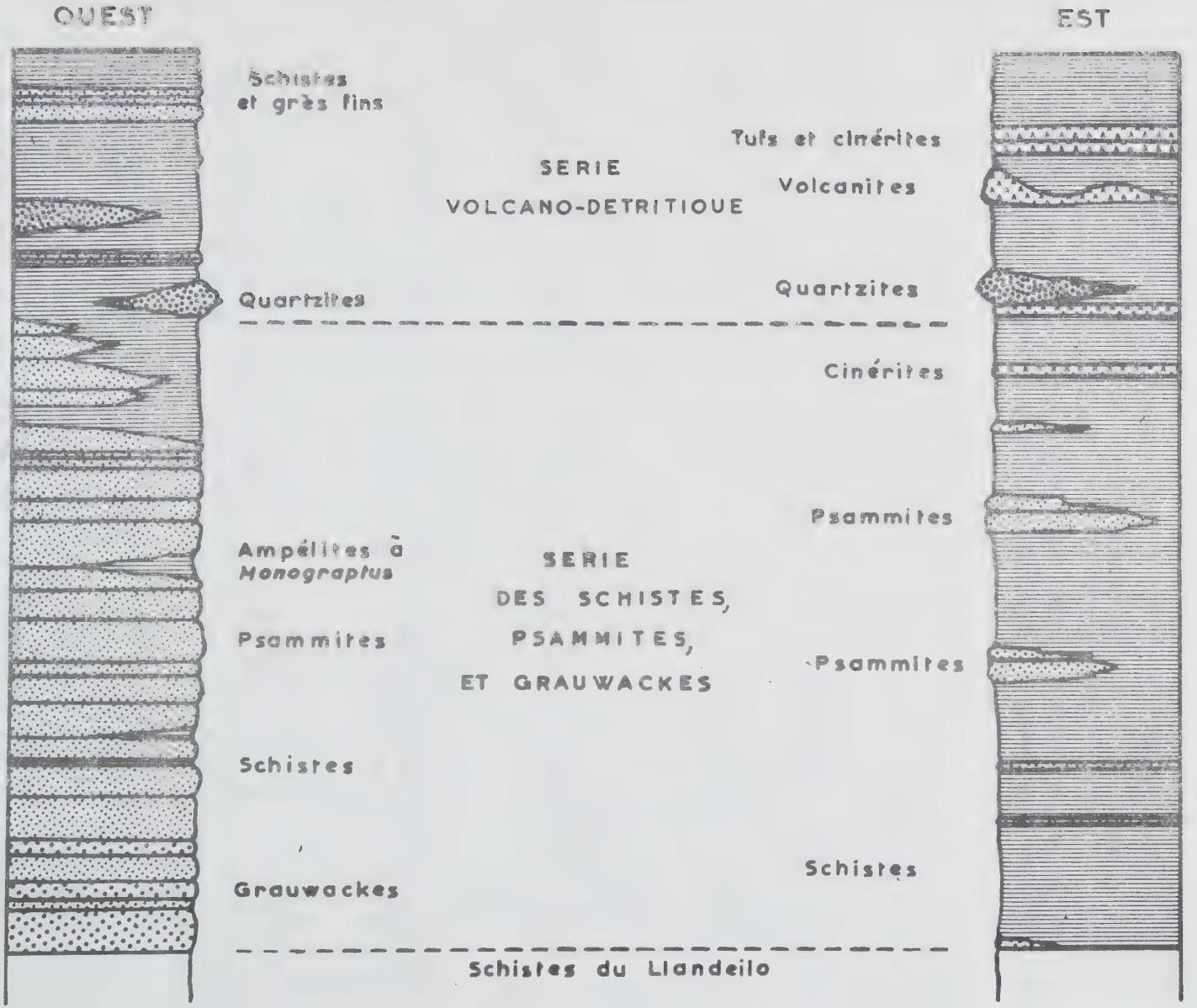


Figure 13. Colonne stratigraphique schématique du Silurien du synclinal de Verin (bordures ouest et est)

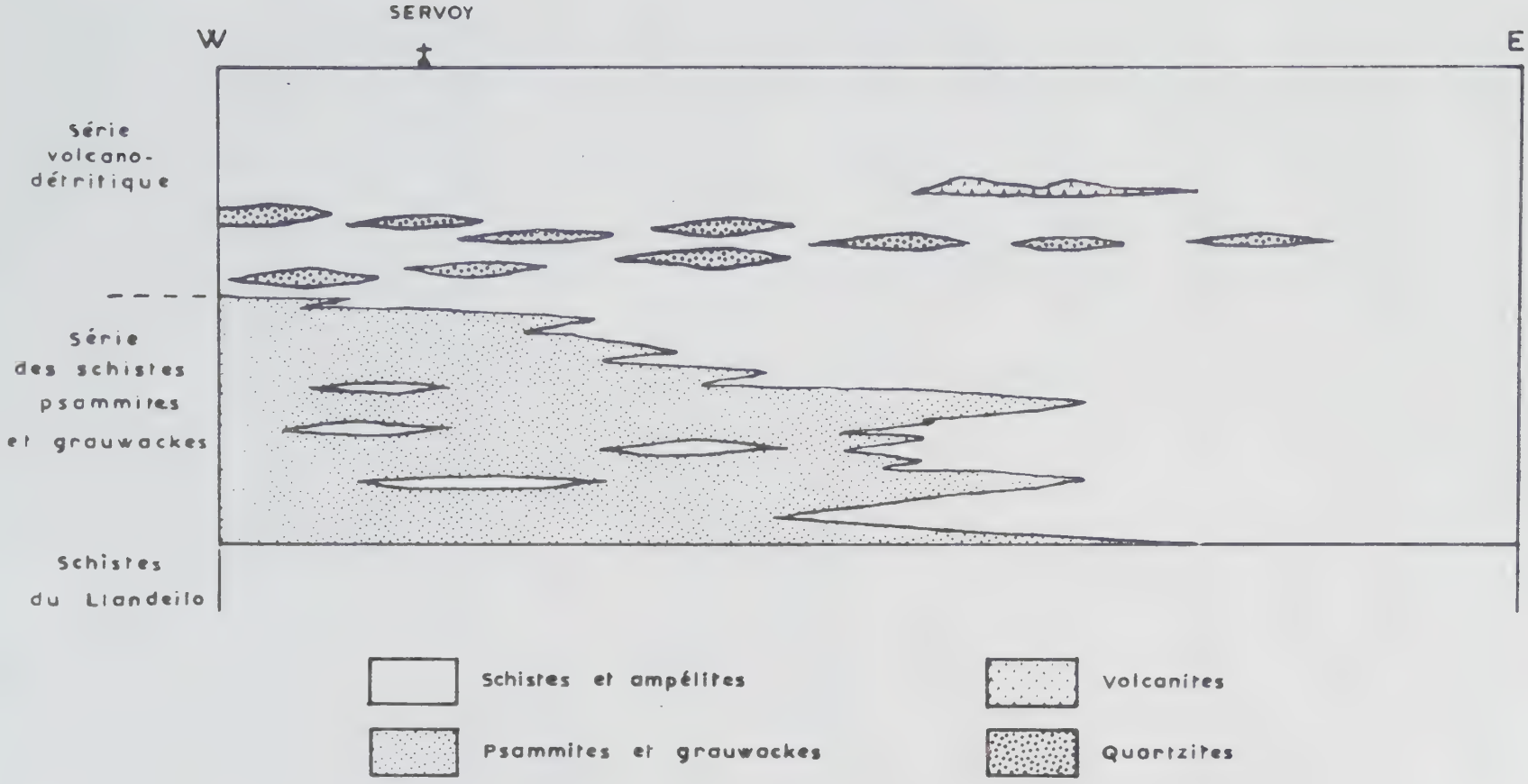


Figure 14. Schéma de l'évolution et de la répartition des principaux faciès lithologiques du Silurien du synclinal de Verin

avec précision faute de fossiles. Dans la région étudiée, les seuls repères chronologiques sont, d'une part, les schistes ordoviciens sous-jacents dont l'âge Llandeilo ne fait guère de doute, et, d'autre part, la faune de graptolites trouvée à Servoy. L'âge de cette faune, encore sujet à discussion, est soit Llandovery supérieur, soit Wenlock supérieur.

Les calcaires récifaux associés aux microconglomérats (calcaires de Cerdedelo) ne peuvent guère servir d'élément de comparaison. Leur âge, dans les autres régions, semble assez variable, soit Asghill (Ph. MATTE, 1968), soit Llandovery inférieur (W. RIEMER, 1963, 1966). Ils sont liés à un milieu de sédimentation particulier, à caractère très local, et ne correspondent pas à un niveau stratigraphique repère, ainsi que l'a montré G. NOLLAU (1967).

En définitive, selon les seules données stratigraphiques, l'âge de cette discontinuité se situe entre le sommet du Llandeilo et le Llandovery ou le Wenlock supérieur.

(+) - Cette discontinuité peut avoir des significations variées : discordance angulaire, discordance de ravinement, lacune.

Dans le synclinal de Verin, les terrains siluriens reposent partout sur les schistes du Llandeilo, ce qui tendrait à prouver que la discontinuité est une simple lacune. Toutefois, on peut remarquer les faits suivants :

- Sur le bord ouest du synclinal, le Silurien se trouve à faible distance des quartzites de l'Arénig et les schistes du Llandeilo paraissent avoir une puissance réduite.
- Ces schistes du Llandeilo ont été érodés au Silurien car ils se retrouvent en galets dans les dépôts de base.

Il est donc certain qu'un épisode d'érosion a affecté l'Ordovicien avant le dépôt du Silurien. Mais, étant donné la nature essentiellement argileuse du Llandeilo et l'intensité des plissements, il n'est pas possible de préciser si cette érosion est consécutive à une simple lacune stratigraphique ou correspond à une véritable discordance angulaire.

Dans les régions voisines, le Silurien est franchement discordant sur des formations d'âge varié.

A l'Est, dans la région d'Alcanices, A. RIBEIRO (1966) signale du Silurien discordant sur le Complexe des schistes et grauwackes d'âge précambrien à cambrien.

Au Nord, dans la Sierra de Caurel, Ph. MATTE (1968) a montré la discordance du Wenlock sur les calcaires de l'Asghill, les schistes du Llandeilo et les quartzites de l'Arénig. Plus au Nord encore, dans les régions de Guntin et de Puerto Marin, "le Wenlock arrive presque à reposer sur les calcaires cambriens et on trouve à sa base un conglomérat à éléments parfois bien roulés" (Ph. MATTE, 1968, p. 29).

Il ne fait pas de doute que la limite Ordovicien-Silurien est marquée par une émersion et une phase d'érosion importante. Celle-ci a pu enlever les dépôts ordoviciens et atteindre en certains endroits le Cambrien moyen Nous verrons, lors de l'étude structurale, l'importance de ce fait.

b)- Les apports terrigènes

L'apparition, à la base du Silurien, de sédiments terrigènes succé-

dant aux dépôts pélagiques du Llandeilo traduit une reprise importante de l'érosion dans le domaine continental. La présence, en abondance, de minéraux détritiques fragiles tels que feldspaths et biotite, montre, d'une part, la nature essentiellement cristalline de ce domaine continental et, d'autre part, sa proximité.

La proximité d'un domaine continental est confirméepar la répartition et les variations de puissance de la série des grès, psammites et grauwackes. Cette série passe latéralement à des schistes et des ampélites et son épaisseur diminue rapidement de l'Ouest vers l'Est. Ceci permet de situer la zone émergée en gros à l'Ouest ou au Nord-Ouest de la région de Verin.

Les quartzites massifs de la série volcano-détritique reflètent la même polarité paléogéographique. Très développés à l'Ouest, où ils forment plusieurs niveaux épais, ils sont plus réduits à l'Est où un seul niveau est visible.

c)- Le volcanisme

Relativement bien développé dans le Silurien de la série de Verin. le volcanisme acide s'est manifesté, dans les régions voisines, un peu partout à la même époque.

A l'Est, dans le synclinal de Truchas, des porphyres et des tufs rhyolitiques ont été signalés par divers auteurs (N. LLOPIS-LLADO et J. M. FONBOTE. 1959 ; Ph. MATTE, 1964).

Au Sud, au Portugal, dans la province de Trás-os-Montes, des tufs rhyolitiques ou des porphyres acides s'observent en de nombreux points différents à la partie supérieure de la série silurienne (A. RIBEIRO, 1966).

Ce volcanisme acide apparait donc comme un niveau stratigraphique assez constant, caractéristique du Silurien et même, plus précisément, de la partie supérieure du Silurien.

C. Le Silurien de la série de Celanova

La série de Celanova forme une vaste structure complexe, sensiblement brachysynclinale, cernée presque de toutes parts de formations essentiellement granitiques (granites porphyroïdes à biotite d'Orense, au Nord-Est, et de Ribadavia, au Nord-Ouest et à l'Ouest, granite à deux micas d'Allariz au Sud-Est, granites migmatiques de Celanova au Sud) (cf. carte hors texte).

Elle est composée de deux ensembles nettement distincts :

- l'un inférieur, principalement gneissique (gneiss à 2 micas, gneiss à amphibole et grenat, micaschistes) à caractères polymétamorphiques ;
- l'autre supérieur, épizonal, volcano-détritique (rhyolites, tufs rhyolitiques, schistes variés, quartzites).

Le premier, par sa lithologie et ses caractères métamorphiques se rapproche de certaines formations précambriennes (série de Viana del Bollo). Le second, par contre, présente de nombreuses analogies avec la série silurienne de Verin.

Les rapports stratigraphiques entre les deux sont difficiles à déterminer. Il est probable que l'ensemble supérieur repose en discordance strati-

graphique. Toutefois, les caractères habituels à ce phénomène n'ont pas été observés sans doute en raison de la nature volcanique des niveaux de base et de l'intensité des déformations.

1) La succession lithologique dans l'ensemble supérieur

Le contact entre les deux ensembles, bien visible au Nord de Celanova, est souligné par un important niveau de porphyroïdes.

a)- Les porphyroïdes

Ce sont des roches schisteuses, blanches, parfois vert clair, d'aspect lustré ou porcellané, à grain fin et à yeux de quartz et de feldspath.

Les yeux de quartz (les plus abondants) et de feldspath ont un diamètre moyen de 2 à 5 mm. Très localement, à la base de la série, ils atteignent 1 à 2 cm. Fréquemment, ils sont absents et la roche se présente alors comme un schiste fin, homogène, blanc, lustré. Ces faciès schisteux, sans yeux intimement associés aux porphyroïdes typiques, sont abondants à la partie sommitale du complexe où ils passent à des grès micacés fins et des quartzites massifs.

L'épaisseur totale des porphyroïdes est très variable. Importante au Sud (plusieurs centaines de mètres) elle est réduite à quelques dizaines de mètres au Nord (à Gestosa).

Au microscope, ces roches ont des caractères volcaniques très prononcés. La structure microlitique originelle est bien reconnaissable malgré les recristallisations métamorphiques. Les phénocristaux de quartz sont subautomorphes et corrodés (quartz rhyolitique). Les feldspaths (microcline et plagioclase An 5-10) sont en cristaux subautomorphes, souvent cassés. Tous ces éléments sont moulés par une matrice schisteuse, finement cristallisée, de quartz et surtout de séricite. La biotite est rare ou absente.

Ces porphyroïdes dérivent très certainement d'anciennes rhyolites (faciès à yeux de quartz et de feldspath) ou d'anciens tufs et cendres rhyolitiques (faciès à yeux de quartz seuls et schistes blancs). Lors du métamorphisme, les phénocristaux ont été conservés à peu près intacts tandis que la pâte microlitique recristallisait en un feutrage bien réglé de quartz et de séricite.

Dans certains types de porphyroïdes, on observe également de petits lits gréseux ou des "yeux" de quartz polycristallins. Ce sont là des roches d'origine mixte, volcano-sédimentaire, et d'ailleurs associées aux faciès gréseux ou conglomératiques du sommet du complexe volcanique.

Le passage des porphyroïdes aux formations sus-jacentes est assez rapide, souligné par des niveaux de quartzites blancs et parfois de conglomérats à galets de quartzites (à Gestosa notamment).

b)- Les schistes et quartzites

C'est un complexe très hétérogène de schistes lustrés variés (schistes gris ou bleutés, schistes verdâtres ou blancs), de lydiennes, d'ampélites ou de schistes graphiteux, de schistes gréseux et de quartzites.

Les quartzites se trouvent, soit associés aux porphyroïdes comme au Nord de Celanova, soit isolés au sein des schistes comme au Nord de la Merca et au Sud de Gestosa. Dans ce dernier cas, ce sont des niveaux lenticulaires, discontinus, de quartzites massifs, purs, mal lités, à grain fin ou grossier.

2) Comparaison avec le Silurien de la série de Verin

a)- Le point commun le plus remarquable entre la partie supérieure de la série de Celanova et le Silurien de Verin est sans doute l'association volcanites acides-schistes blancs-quartzites massifs en lentilles. Les seules différences notables sont les suivantes :

- un degré métamorphique nettement plus élevé dans la série de Celanova où la pâte microlitique a recristallisé complètement. Ce caractère est imputable à la proximité du front de la migmatisation hercynienne (migmatites de Celanova).
- l'absence de trachyte. Mais ces roches paraissent exceptionnelles dans le Nord-Ouest de la Péninsule et propres à la série de Verin.

b)- Les deux séries se rapprochent également par la présence de niveaux de lydiennes et surtout d'ampélites. Ces dernières, fréquentes dans la série de Celanova (Nord-Est de Villar de Vacas, Ouest de Gestosa, Sud d'Astariz) ne se sont pas révélées fossilifères jusqu'à présent.

c)- Enfin, les deux séries paraissent avoir eu une évolution structurale identique. Toutes deux forment des synclinaux surbaissés d'allure comparable (schistosité primaire, subhorizontale, déformée par des plis à grand rayon de courbure) (voir chapitre II).

Nous pensons donc que la partie supérieure de la série de Celanova (ensemble porphyroïdes-schistes-quartzites) serait équivalente à la série volcano-détritique de la série de Verin et aurait donc un âge silurien supérieur.

V. LES TERRAINS D'AGE INCERTAIN

De nombreux panneaux de schistes ou de schistes et quartzites se trouvent, soit isolés dans des domaines granitiques, soit pincés dans des zones de failles majeures. En l'absence de fossiles ou de relations stratigraphiques directes avec des séries bien datées, l'âge de ces terrains demeure incertain. Nous allons passer en revue, rapidement, les zones les plus importantes.

1°) A l'Ouest de Ribadavia s'étend une bande de terrains orientée Nord-Nord-Ouest - Sud-Sud-Est et qui se perd dans les migmatites de Celanova. Elle est composée de gneiss variés, de schistes plus ou moins métamorphisés, de quartzites bien lités et d'ampélites.

C'est un ensemble complexe, hétérogène, situé sur une zone faillée. Certaines formations telles que les schistes noirs peu métamorphiques et les ampélites sont probablement paléozoïques. Les gneiss renferment des niveaux à amphibole en gerbes ou à pyroxène et grenat et sont certainement précambriens.

2°) Au Nord et à l'Est de Maceda (à l'Est d'Orense), des panneaux de schistes et quartzites se situent dans le prolongement des terrains paléozoïques du synclinal de Verin. Les faciès lithologiques sont très voisins, sinon identiques. Leur âge paléozoïque, et plus précisément ordovicien, ne fait guère de doute.

3°) Plus à l'Est, à la limite des provinces d'Orense et de Zamora, le massif granitique de Padornelo contient de nombreuses enclaves de schistes et quartzites, bien visibles le long de la route entre la Gudiña et Puebla de Sanabria et qui sont probablement paléozoïques (Ordovicien ?)

Entre les granites de Padornelo et de Cadavos, un important panneau de schistes s'étend depuis Las Hedradas au Nord, jusqu'à Hermisende et se prolonge au Portugal. Sa moitié méridionale, où nous avons découvert des graptolites (gisement situé à l'Est d'Hermisende) est silurienne. Sa partie septentrionale est probablement ordovicienne.

CHAPITRE II

ETUDE STRUCTURALE

DU PALEOZOIQUE

RESUME - L'architecture des terrains paléozoïques se singularise par l'existence d'une importante disharmonie structurale entre le Cambro-Ordovicien et le Silurien. Le Silurien, à schistosité de plan axial faiblement pentée, subhorizontale, replissée en un vaste synclinal surbaissé, repose sur un Cambro-Ordovicien déformé par de nombreux plis verticaux à subverticaux.

Dans le Cambro-Ordovicien, trois phases de plissement sont identifiables, ayant successivement développé :

- des plis d'amplitude décamétrique à hectométrique, à plan axial et schistosité redressés, subverticaux ;
- des plis en genoux, à plan axial et schistosité subhorizontaux ;
- des plis à grand rayon de courbure, à plan axial vertical.

Le Silurien a été affecté par deux phases de plissement qui se marquent :

- la première, par des plis isoclinaux à plan axial et schistosité subhozirontaux ;
- la seconde, par des plis à grand rayon de courbure déformant la première schistosité.

La première phase de plissement visible dans le Cambro-Ordovicien est d'âge calédonien (phase taconique s. l.). Les deux autres, homologues de celles rencontrées dans le Silurien, sont hercyniennes.

La série silurienne de Verin forme un vaste synclinal large de 15 à 20 km, sensiblement symétrique, aux flancs moyennement redressés et orientés nord-ouest-sud-est. Sur les bords de ce synclinal, et notamment sur le bord nord-est (Montes del Invernadero, Sierra de Queija), la série cambro-ordovicienne montre une disposition monoclinale régulière, apparemment conforme à celle du Silurien.

A première vue, la structure d'ensemble du Paléozoïque de la série de Verin paraît relativement simple.

Cette simplicité n'est qu'une apparence, ainsi que le révèlent les

observations de terrain. L'étude microstructurale met en évidence une succession de phases de plissements superposés. La cartographie et l'analyse microtectonique rendent compte de l'existence d'une importante disharmonie structurale entre le Cambro-Ordovicien et le Silurien.

Postérieurement à ces déformations souples, divers accidents cassants, d'importance majeure, ont contribué à donner aux terrains paléozoïques leur architecture actuelle.

I. LES DEFORMATIONS SOUPLES

Nous étudierons les caractères spécifiques et la succession des phases de plissements dans le Cambro-Ordovicien, puis dans le Silurien de la série de Verin. Nous établirons, ensuite, les synchronismes existant entre les divers plissements ainsi reconnus. En dernier lieu, nous tenterons quelques comparaisons avec les régions voisines.

A. Les plissements dans le Cambro-Ordovicien et l'Ordovicien

Trois phases successives de plissements, de style et d'intensité différents, sont reconnaissables.

1) Phase 1

Elle correspond à un plissement important si on se réfère au nombre et à l'importance des structures engendrées. Toutefois, la pénétration de la déformation est très variable selon la nature lithologique du matériel affecté.

a)- Les structures

(+) - Dans le Cambro-Ordovicien, essentiellement argileux, la phase 1 a développé une schistosité de flux S_1 régulière. Les plis associés à celle ci sont rarement visibles du fait de l'absence de niveaux compétents. La stratification S_0 a été totalement effacée et les schistes montrent plus qu'un débit régulier correspondant à S_1 (1)

(+) - Les quartzites de l'Arénig, formation très compétente, ont en revanche conservé leur structure planaire originelle (stratification). Ils montrent donc de nombreux plis à partir desquels il est possible de préciser les principaux caractères de la phase 1.

Les plis de phase 1 se singularisent par des amplitudes très variables, celle-ci peut atteindre plusieurs centaines de mètres ou, au contraire, ne pas dépasser quelques décimétres (pl. V, VI)

---

(1) Sur le flanc nord-est du synclinal de Verin (Sierra de Queija), ils présentent, en outre, un aspect lustré dû à une recristallisation de phyllites dans le plan S_1. Cette recristallisation est en fait liée à la phase 2 (contemporaine du métamorphisme hercynien) dont le plan de schistosité S_2 est, sur le flanc nord-est du synclinal, parallèle ou subparallèle à S_1.

De type concentrique ou subconcentrique (classe 1 B ou 1 C de J. G. RAMSAY, 1967), leur géométrie varie selon l'épaisseur des bancs et la rythmicité de la série sédimentaire. Ils sont plus ouverts lorsque les bancs gréseux sont épais et serrés (pl. V, fig. 13, 14) et, au contraire, serrés et de type subconcentrique à semblable, lorsque les bancs sont minces (pl. V, fig. 15).

Dans les zones de charnière, deux types de structures planaires sont observables. Dans les bancs de quartzites, on remarque un clivage de fracture, le plus souvent très fruste (pl. VI, fig. 17, 18), quelquefois bien développé (pl. V, VI, fig. 16, 19), disposé en éventail de part et d'autre du plan axial du pli. Dans les interbancs schisteux, le clivage est également en éventail mais avec une disposition inverse de la précédente (pl. VI, fig. 19). Sur les flancs des plis, le clivage de fracture dans les bancs de quartzites devient perpendiculaire au plan axial (phénomène de réfraction).

Dans les niveaux de laminites (schistes et quartzites en lits millimétriques à centimétriques) le clivage de fracture est sensiblement parallèle au plan axial (pl. VI, fig. 18).

Les linéations d'intersection S_0 - S_1 sont toujours bien visibles dans les quartzites de l'Arénig.

D'autres structures, telles que des boudins ou des plis d'entrainement (pl. VI, fig. 20) se rencontrent également dans les quartzites, mais de manière épisodique.

(+) - Le Llandeilo possède des caractères structuraux analogues à ceux des schistes cambro-ordoviciens. L'absence de bancs compétents empêche l'observation des plis pourtant bien développés dans les quartzites sous-jacents. Une schistosité de flux S_1 a complètement effacé la stratification originelle.

b)- Orientation et évolution des structures de la 1ère phase.

(+) - La direction générale du plissement est sensiblement nord-nord ouest - sud-sud-est.

Les axes des plis ont une direction qui varie entre N. 135° E. et N. 160° E. Ils présentent tous un plongement vers le Sud-Sud-Est de 10 à 20°.

Reportés sur un stéréogramme, les pôles des plans axiaux de plis et des plans de schistosité de flux, mesurés dans l'ensemble de la série cambro-ordovicienne, se répartissent sur une même zone (fig. 15). Celle-ci est axée sur une direction moyenne de N. 150° E. avec un plongement de 10° vers le Sud-Est.

(+) - Le pendage du plan axial des plis et de la schistosité a toujours une valeur élevée, supérieure à 45°, généralement comprise entre 60° et 90°.

(+) - Le sens du déversement de la schistosité et du plan axial des plis montre une évolution régulière très sensible à l'échelle régionale (fig. 22, 23, 24).

Sur la bordure nord-est de la série, au voisinage du socle (Sierra de Queija), la schistosité pend très régulièrement vers le Sud-Ouest. Au fur et à mesure que l'on s'éloigne du socle, en se déplaçant vers le Sud-Ouest, la schistosité se redresse, devient verticale puis pend vers le Nord-Est. Ce phénomène est observable partout dans la série cambro-ordovicienne sur des profils nord-

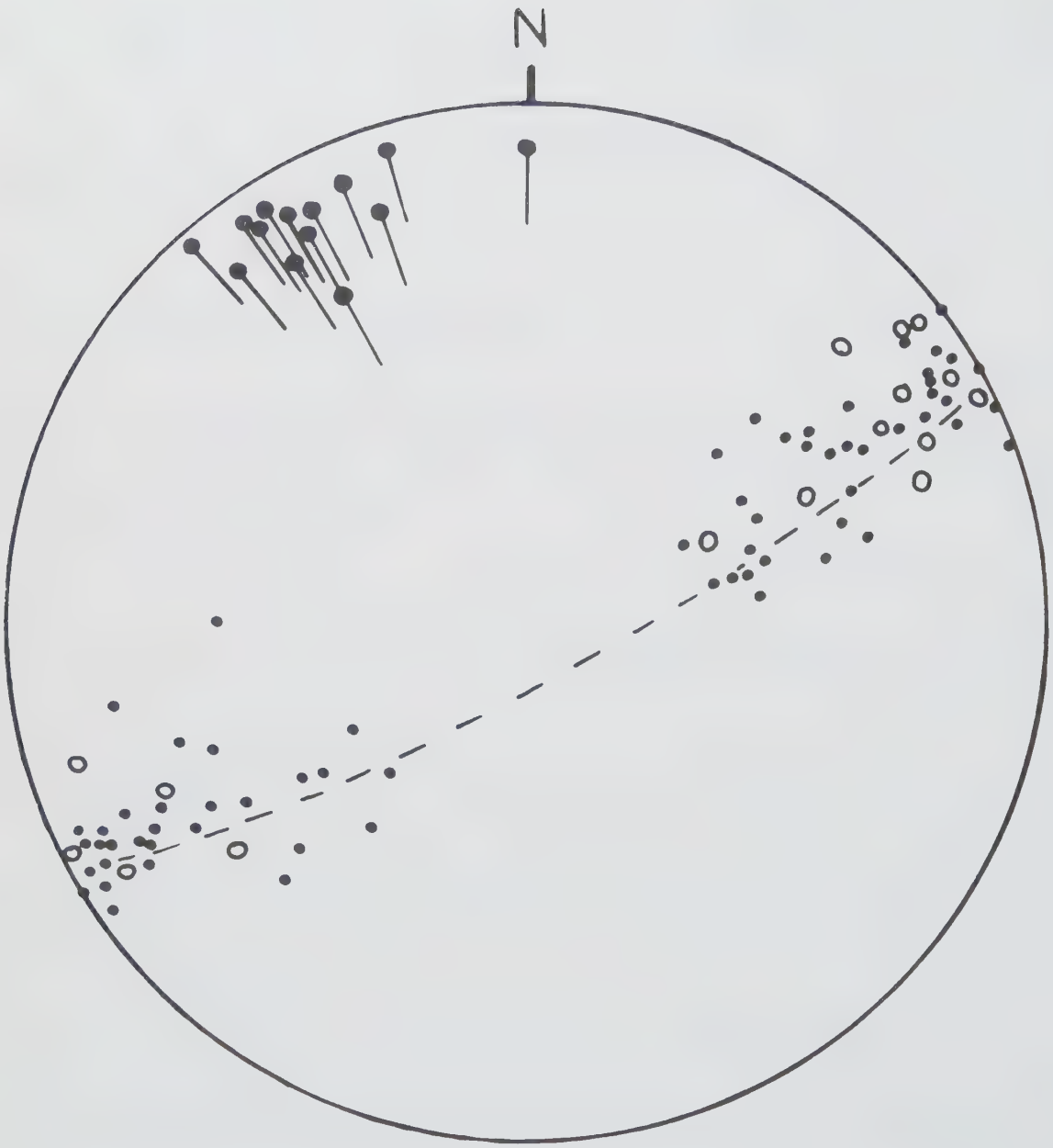


Figure 15. Diagramme d'orientation des structures de phase 1 dans la série cambro-ordovicienne

●— : axe de pli
O : plan axial de pli
● : schistosité

Canevas de Schmidt - Hémisphère supérieur

est-sud-ouest.

o - Dans les Montes del Invernadero, la schistosité des schistes cambro-ordoviciens, d'abord déversée vers le Nord-Est (50 à 60°), se redresse et devient presque verticale. Les quartzites ordoviciens montrent des plis à plan axial vertical ou subvertical. Vers le Nord (Alto de las Rozas), les plis sont déjà légèrement déversés vers le Sud-Ouest. Les schistes du Llandeilo sont subverticaux.

o - C'est dans la terminaison périsynclinale, dans la Sierra de San Mamed, que cette évolution apparaît la plus évidente et la plus complète. Les coupes du Rio Navea, entre le village de Queija et Altos de Gancedo, et du flanc occidental de la Sierra de San Mamed (entre le Louredo et Portela de Naveaus) sont particulièrement démonstratives.

Dans les schistes cambro-ordoviciens, au Sud de Queija, la schistosité est d'abord déversée vers le Nord-Est. Elle se redresse, puis devient verticale à partir de Casas de Ferreria.

Un peu plus au Sud, les quartzites montrent des plis à plan axial d'abord vertical puis, à partir de Casas de Edreira, déversés vers le Sud-Ouest.

Plus au Sud-Ouest, les schistes du Llandeilo montrent une schistosité franchement déversée vers le Sud-Ouest, bien visible dans toute la moitié méridionale de la Sierra de San Mamed.

Enfin, sur le flanc ouest de la Sierra de San Mamed, on retrouve des quartzites de l'Arénig avec des plis à plan axial déversés vers le Sud-Ouest à pendage relativement faible (50 à 60°).

o - A l'extrême Ouest, sur la bordure occidentale de la série cambro-ordovicienne (à l'Ouest d'une ligne Laza-Verin), la schistosité et les plans axiaux des plis se redressent et deviennent très régulièrement verticaux à subverticaux (pendage de 80 à 90°).

(+) - Les plis de phase 1, dans la terminaison nord-ouest de la série de Verin, ont grosso-modo une disposition en éventail.

2) Phase 2

Elle déforme la schistosité et le plan axial des plis issus de la phase 1. C'est un plissement de moins grande amplitude que le précédent, mais qui a un développement très général dans toute la série.

a)- Les structures

Surtout visibles dans les faciès schisteux (Cambro-Ordovicien et Llandeilo), ce sont principalement des plis mésoscopiques et un clivage de crénulation.

(+) - Les plis, d'amplitude variable (1 mètre à 1 décimètre), ont des formes différentes selon la nature du matériel.

Dans les schistes, ce sont des plis en genoux montrant un clivage bien développé, très régulier, parallèle à la surface axiale du pli. Il s'agit d'un clivage de crénulation S_2 (pl. VII, fig. 21, 22).

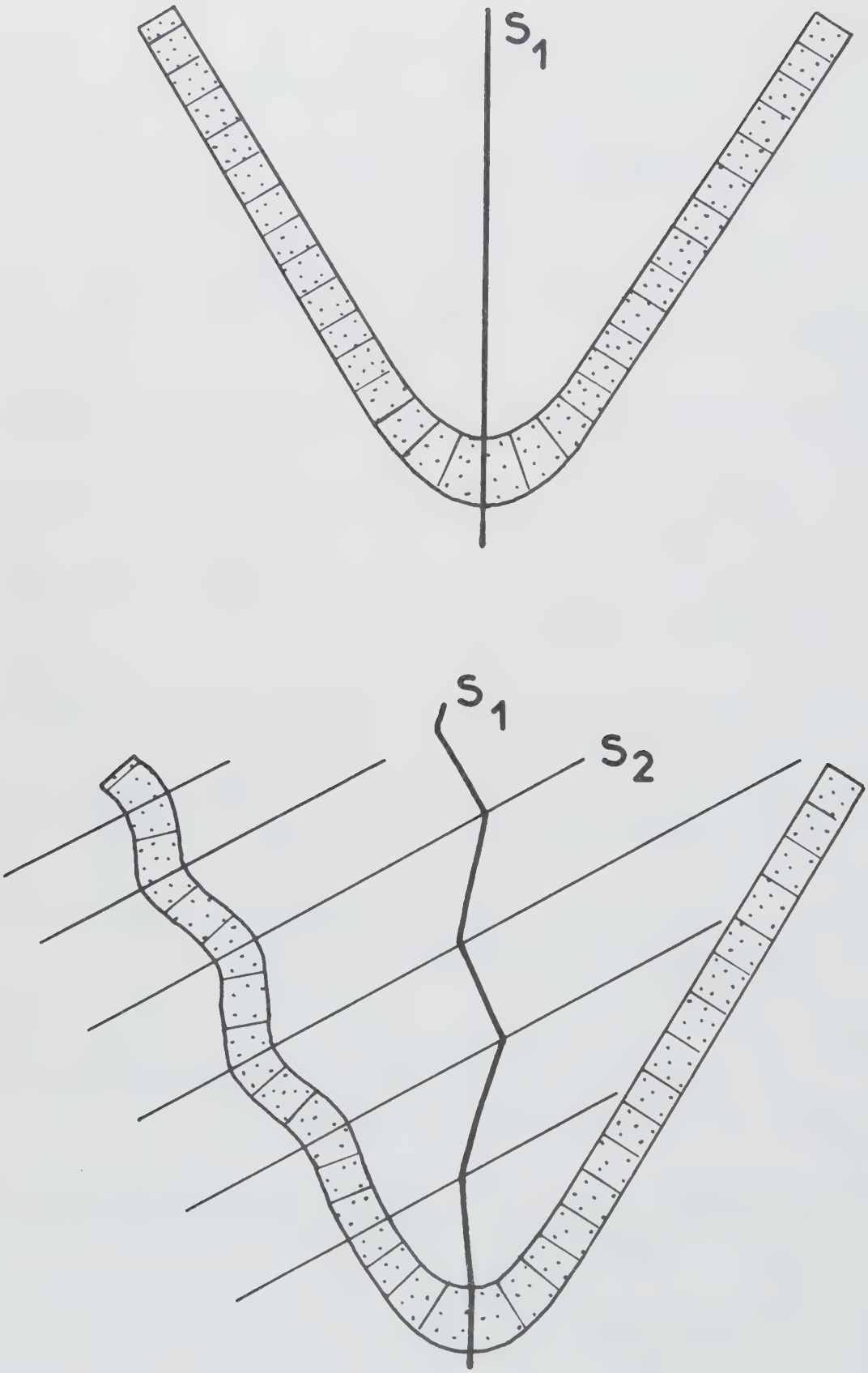


Figure 16. Conditions géométriques nécessaires au développement des plis de phase 2

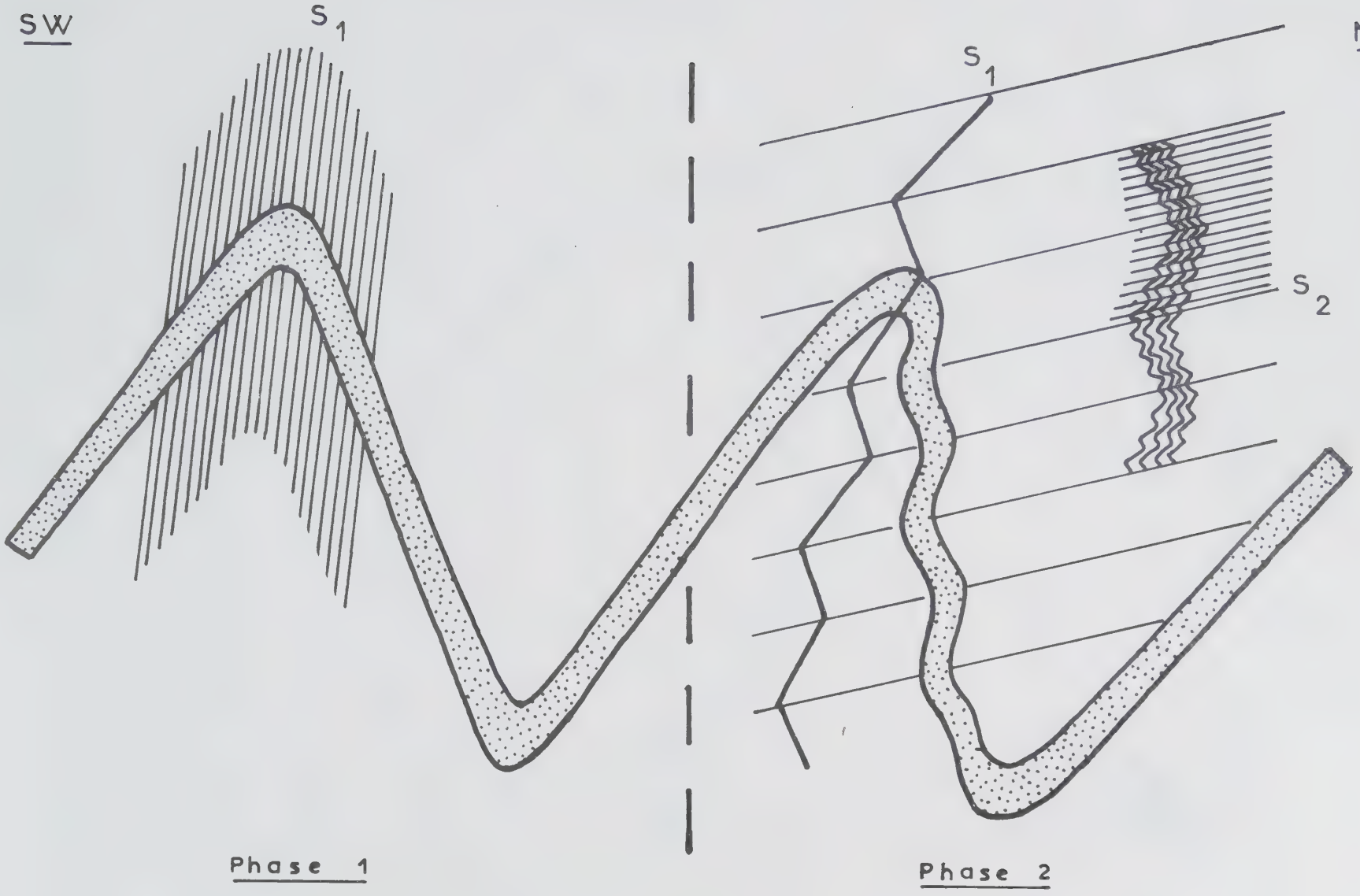


Figure 17. Relations entre la stratification S_o et les schistosités S_1 et S_2 dans l'Ordovicien de la bordure nord-est de la série de Verin

Figure 18. Diagramme d'orientation des structures de phase 2 dans la série cambro-ordovicienne

—● : axe de pli
O : plan axial de pli
● : schistosité

Canevas de Schmidt - Hémisphère supèrieur

Dans les quartzites, les plis se présentent comme des ondulations très douces, de faible amplitude, de type concentrique, avec un clivage de fracture fruste (pl. VII, fig. 23).

Le développement de ces plis mésoscopiques, tant dans les schistes que dans les quartzites, est soumis à des conditions géométriques précises. La structure planaire ancienne (schistosité S_1 ou flanc de pli dans les quartzites) doit nécessairement se trouver à peu près perpendiculaire au plan S_2. Si cette condition n'est pas réalisée, il y a, dans les schistes, apparition d'un simple clivage de crénulation microscopique et, dans les quartzites, glissement relatif des bancs. Ceci explique pourquoi, dans certains plis de phase 1, un seul des flancs est déformé par la phase 2 (fig. 16 ; pl. V, fig. 13).

Sur la figure n° 16 on remarque que, sur le flanc déformé par la phase 2, le clivage de fracture S_1 se confond avec la surface axiale des ondulations S_2.

(+) - La phase 2 se marque le plus souvent par un clivage de crénulation bien développé dans l'ensemble des formations schisteuses. Celui-ci est visible à l'oeil nu (pl. VII, fig. 21) ou seulement à la loupe ou au microscope selon que S_1 et S_2 sont perpendiculaires ou obliques. L'angle entre S_1 et S_2 est très variable (0° à 90°).

Ce clivage de crénulation, dans les zones les plus métamorphiques, passe à une véritable schistosité. On observe alors une importante recristallisation de micas dans le plan axial des crénulations, dans le plan S_2 qui correspond alors à une véritable schistosité (voir chapitre sur le métamorphisme).

Une linéation de crénulation, très régulière, s'observe à tous les niveaux de la série des schistes du Cambro-Ordovicien et du Llandeilo.

(+) - Les relations entre les différentes structures issues des phases 1 et 2 sont résumées dans la figure 17.

b)- Orientation des structures de phase 2 et caractères spécifiques

(+) - La mesure et le report sur stéréogramme (fig. 18) des structures de phase 2 permet de relever les caractéristiques suivantes.

- Les axes de plis ont une direction moyenne N. 150° E. et un plongement de 10 à 15° vers le Sud-Est.
- Clivage de crénulation, schistosité et plans axiaux de plis ont également une direction moyenne N. 150° E.

(+) - Le pendage du clivage et des plans axiaux a une valeur moyenne faible qui dépasse rarement 50°.

(+) - Le sens du pendage du clivage et de la schistosité S_2 montre également une évolution régulière. Dans le domaine oriental (Montes del Invernadero), le clivage pend toujours vers le Sud-Ouest ; plus à l'Ouest (Sierra de San Mamed) il est subhorizontal ou pend vers le Nord-Est.

Cette disposition est due à l'action de la phase 3 (ondulations à grand rayon de courbure). Si on replace ce plan S_2 dans sa position initiale, on constate qu'il présente :

- un déversement constant vers le Nord-Est ;
- un pendage faible, inférieur à 30°.

(+) - Les plans S_1 et S_2 se recoupent selon des angles variant de 0°

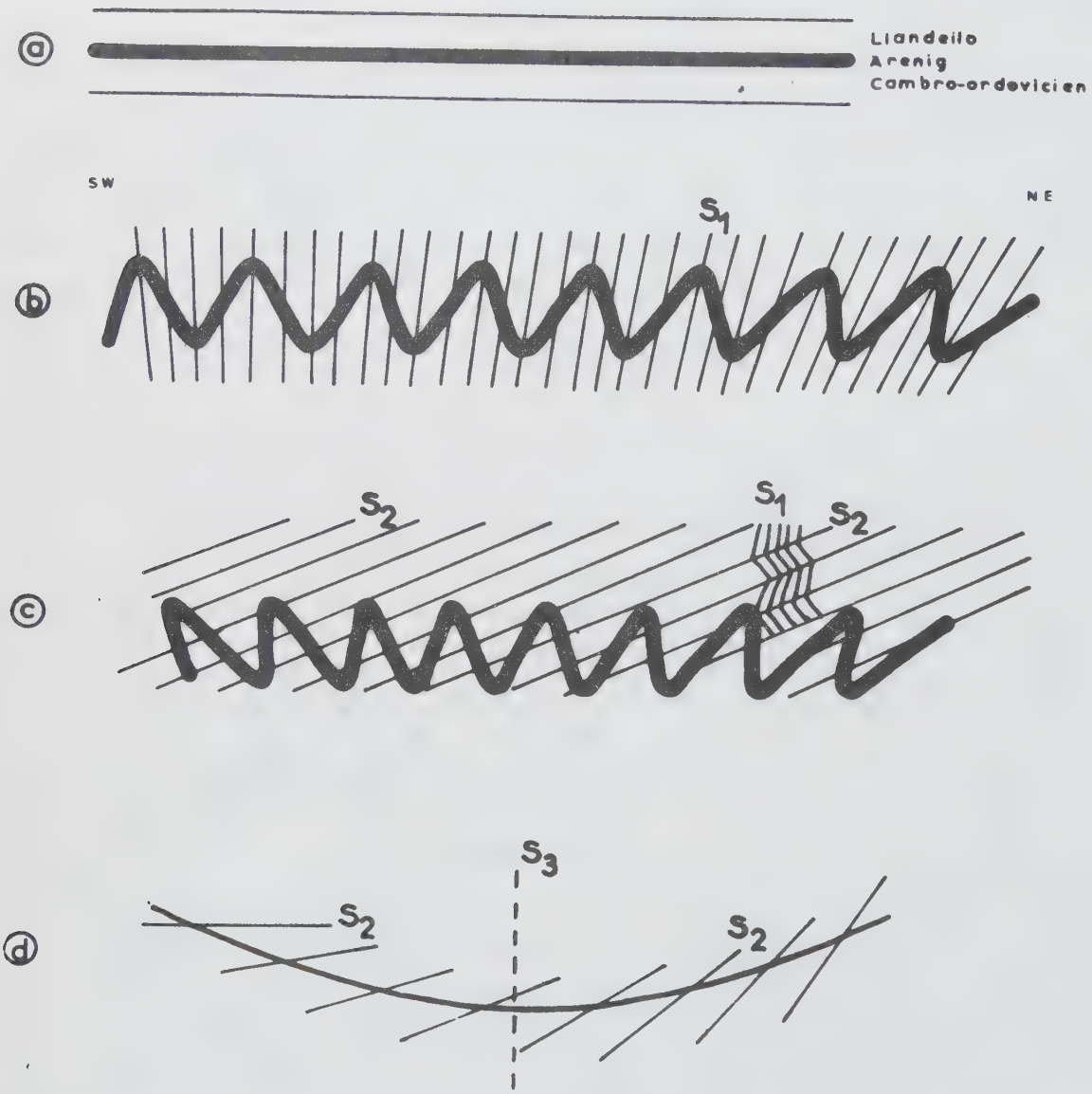


Figure 19. Schéma de la succession des plissements dans la série cambro-ordovicienne :

a) - dépôt de la série cambro-ordovicienne
b) - phase 1
c) - phase 2
d) - phase 3

(flanc nord-est du synclinal de Verin) à 90° (bordure sud-ouest du synclinal). Compte tenu de la régularité de l'orientation de S_2, on peut supposer que S_1 a eu des pendages de valeur très différente.

(+) - La phase 2, n'ayant pas développé de mégastructures, n'a pas bouleversé de façon radicale l'allure générale de la schistosité de l'Ordovicien acquise à la fin de la phase 1.

Schématiquement, S_1 et S_2 sont suborthogonaux dans la partie médiane du synclinal (Sierra de San Mamed, Montes del Invernadero). Ils font un angle faible ou nul sur la bordure nord-est du synclinal (Sierra de Queija).

3) Phase 3

Elle correspond à une déformation de la schistosité S_2 en plis à grand rayon de courbure, à plan axial subvertical, et a conduit à l'apparition de vastes domaines synclinaux (synclinal de Verin) et anticlinaux (axe anticlinal de la Sierra de Queija-Manzaneda).

Dans le Cambro-Ordovicien elle a provoqué :
- une dispersion de l'orientation du plan S_2. Celui-ci devient subhorizontal ou pend vers le Nord-Est, dans la partie occidentale de la série (Sierra de San Mamed);
- une déformation du plan S_2 (clivage de fracture S_3 très frustre ou parfois crénulations).

4) Caractères généraux des plissements dans le Cambro-Ordovicien.

a)- La première phase (fig. 19 b) est un important plissement, affectant une série sédimentaire, et caractérisé par
- des plis de grande amplitude, à plan axial vertical ou déversé vers le Nord-Est ou vers le Sud-Ouest ;
- une schistosité de plan axial S_1, de direction N. 150° E., à déversement vers le Nord-Est ou le Sud-Ouest.

b)- La deuxième phase (fig. 19 c) est un plissement en régime tangentiel, déformant la schistosité S_1 et développant un clivage de crénulation ou une schistosité S_2. Ceux-ci ont également une direction N. 150°, mais un déversement constant vers le Nord-Est.

c)- La troisième phase (fig. 19 d) correspond au serrage tardif qui a affecté l'ensemble du Paléozoïque. Elle a perturbé l'orientation de S_2 et engendré localement un clivage de crénulation subvertical.

B. Les plissements dans le Silurien

1) La phase I et la schistosité primaire.

Le Silurien a été affecté par une première phase principale de déformation souple, pénétrative, responsable de l'apparition de plis et d'une schistosité primaire.

a)- Les structures

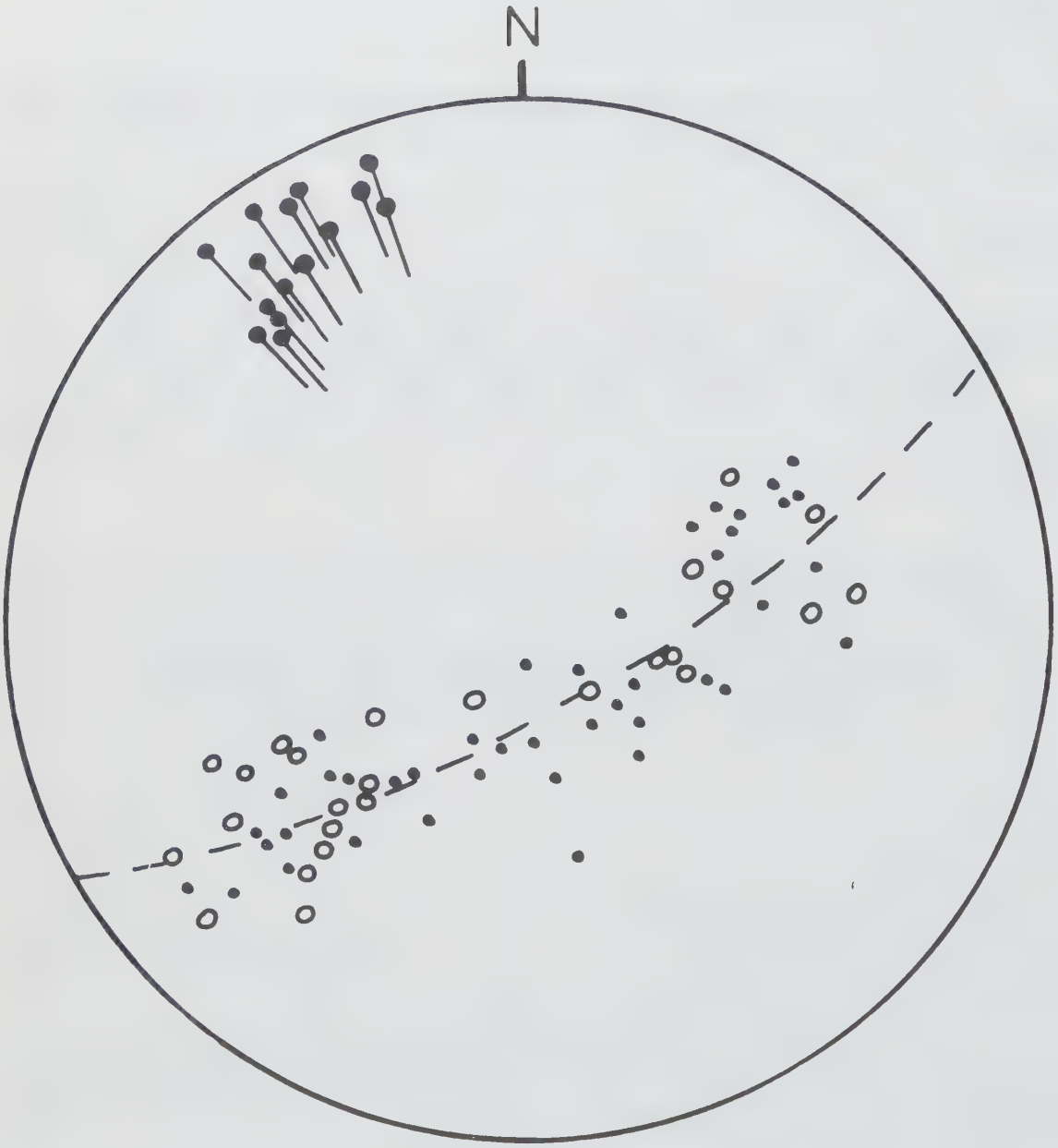


Figure 20. Diagramme d'orientation des structures de phase I dans la série silurienne

—● : axe de pli
○ : plan axial de pli
● : schistosité

Canevas de Schmidt - Hémisphère supèrieur

Les plis présentent une géométrie variable selon la nature et la compétence des terrains. Dans les faciès essentiellement argileux, homogènes, sans niveaux repères, ils sont pratiquement invisibles.

Dans les alternances gréso-argileuses, leur allure générale est plus évidente. Ce sont là des plis isoclinaux couchés, dissymétriques, avec un flanc normal nettement plus long que le flanc inverse, d'amplitude décimétrique à métrique, plus rarement décamétrique. Ils montrent une schistosité de plan axial, bien marquée dans les niveaux argileux, très fruste dans les bancs gréseux. Les plis de grande amplitude, rares et plus difficiles à voir, se décèlent à l'aide des critères de polarité tectonique.

Dans les niveaux plus compétents, tels que psammites, grauwackes, grès en petits bancs, les plis sont encore dissymétriques, mais très largement ouverts. Un clivage de plan axial, fruste et réfracté, est encore assez bien développé.

Enfin, les formations massives et très compétentes (grauwackes en bancs épais, quartzites, volcanites) ne montrent généralement pas de véritables structures plissées. Seuls, un clivage de fracture très fruste ou des cristallisations orientées de phyllites sont visibles.

La schistosité de flux S_1 associée aux plis est bien développée dans les formations de nature essentiellement argileuse où elle se parallélise avec la stratification originelle. Les phyllites, faiblement recristallisées dans les schistes gréseux et les ampélites, sont bien développées dans les schistes grauwackeux et les niveaux volcano-sédimentaires (tufs et cinérites).

Dans les formations plus compétentes (schistes gréseux) ou franchement compétentes (psammites et grauwackes) le plan de la schistosité S_I est légèrement oblique sur le plan de la stratification. L'angle ainsi formé reste toujours petit et témoigne du caractère essentiellement tangentiel du plissement de phase I.

b)- Orientation des structures

(+) - Les plissements de la phase I ont une direction générale N. 150° E. (fig. 20).

- Les axes des plis sont répartis entre N. 135° E. et N. 165° E. avec un plongement de 10° à 25° vers le Sud-Est.
- Schistosité et plans axiaux ont également une direction moyenne N. 150° E., avec des pendages variables.

(+) - L'inclinaison de la schistosité et des plans axiaux varie de 0 à 70°, mais reste faible en moyenne. D'une façon générale, la schistosité est nettement plus redressée sur le flanc nord-est du synclinal de Verin où elle n'atteint localement 70° que sur le flanc sud-ouest.

(+) - Ces variations de la valeur et du sens de pendage de S_I sont imputables à la phase II qui a ployé la schistosité primaire S_I en un vaste synforme. Si on déplie celui-ci, on constate alors que la schistosité a un déversement régulier vers le Nord-Est et un pendage faible (quelques dizaines de degré au maximum) (fig. 21 b).

2) Phase II

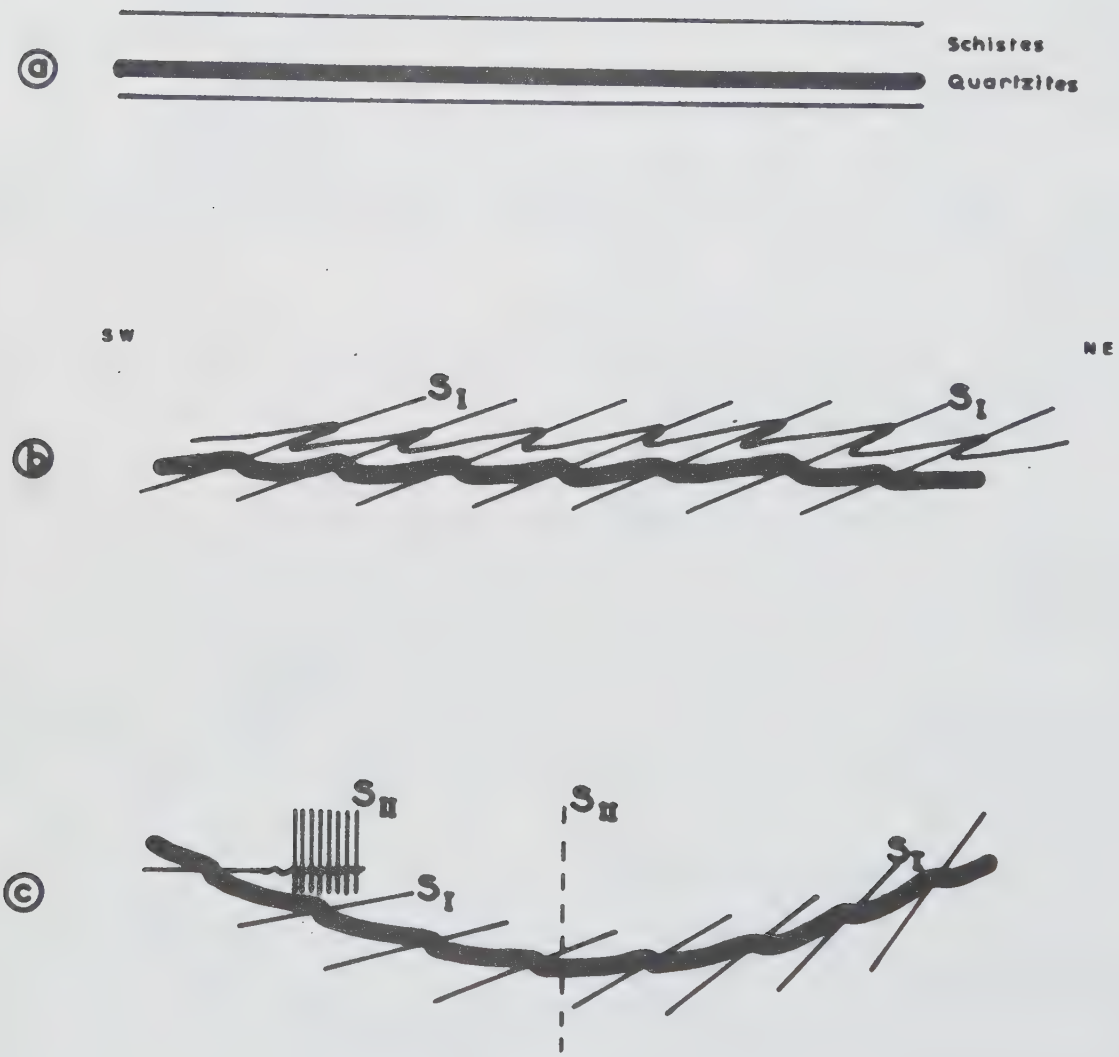


Figure 21. Schéma de la succession des plissements dans la série silurienne
a) - dépôt de la série silurienne
b) - phase I
c) - phase II

La phase II replisse la schistosité S_I et provoque le développement de vastes structures anti- et synformes à grand rayon de courbure. D'une intensité relativement faible, elle a relativement peu modifié l'allure originelle subhorizontale de la schistosité S_I. Celle-ci, légèrement relevée au Nord-Est et abaissées au Sud-Ouest, dessine, en gros, une vaste structure synforme surbaissée ("synclinal" de Verin) (fig. 21 c).

Elle se traduit également par des ondulations (plis très ouverts, d'amplitude décimétrique à métrique) et surtout par un clivage de crénulation S_{II} localement bien développé. Plans axiaux et clivage de crénulation ont une direction moyenne N. 150° E. et une disposition subverticale.

3) Caractères généraux des plissements dans le Silurien

Ils se résument ainsi (fig. 21).

a)- La première phase correspond à un plissement en régime tangentiel déformant une structure planaire antérieure qui, selon toutes les apparences, est la stratification S_0.

Une schistosité primaire S_I, faiblement pentée, apparaît avec une direction N. 150° E. et un déversement général vers le Nord-Est (fig. 21 b).

b)- La seconde phase consiste en un simple serrage qui a provoqué l'apparition de plis à grand rayon de courbure et d'un clivage de crénulations S_{II}. Celui-ci a la même direction que S_I, mais un pendage subvertical (fig. 21 c).

C. Relations entre les différentes déformations dans le Cambro-Ordovicien et dans le Silurien

La comparaison des figures 20 et 21 révèle l'existence d'une différence fondamentale dans l'architecture du Cambro-Ordovicien et du Silurien. d'une disharmonie structurale.

Cette disharmonie structurale est très sensible à l'échelle cartographique. Sur la figure 22, on remarque que la schistosité primaire dans le Cambro-Ordovicien est toujours très redressée, bien réglée, particulièrement dans la partie médiane de la série (Sierra de San Mamed). Celle du Silurien, au contraire, est toujours faiblement pentée. Le contraste, particulièrement net dans la partie médiane du synclinal, est illustré par les coupes sériées et le bloc-diagramme des figures 23 et 24.

L'existence de cette disharmonie pose un problème complexe, aggravé par le fait que tous les plissements dans les deux ensembles stratigraphiques sont homoaxiaux.

Deux solutions ou groupes de solutions peuvent être envisagées.

Dans la première, il est entendu que la succession des évènements tectoniques a été exactement identique dans le Cambro-Ordovicien et dans le Silurien. Tous les plissements sont post-siluriens (plus précisément hercyniens) et l'ensemble de la série paléozoïque a été soumis aux mêmes déformations. La disharmonie peut s'expliquer alors de diverses façons.

- L'une des phases de plissement est peu développée ou absente dans le Silurien.

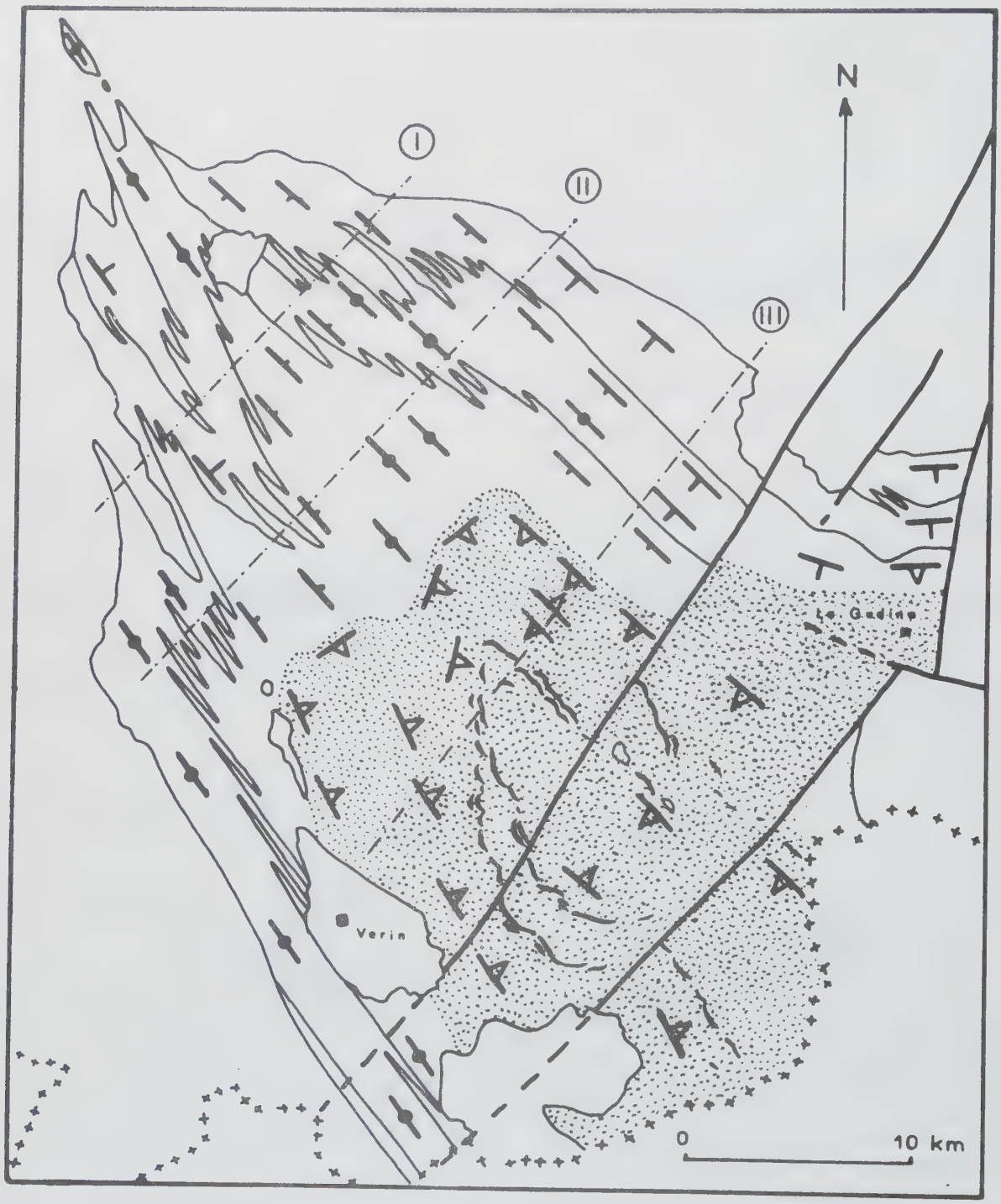


Figure 22. Allure de la schistosité primaire dans les séries cambro-ordovicienne et silurienne (en grisé).

Valeur du pendage de la schistosité :

- : subvertical à vertical
- : 90° - 70°
- : 70° - 50°
- : inférieur à 50°

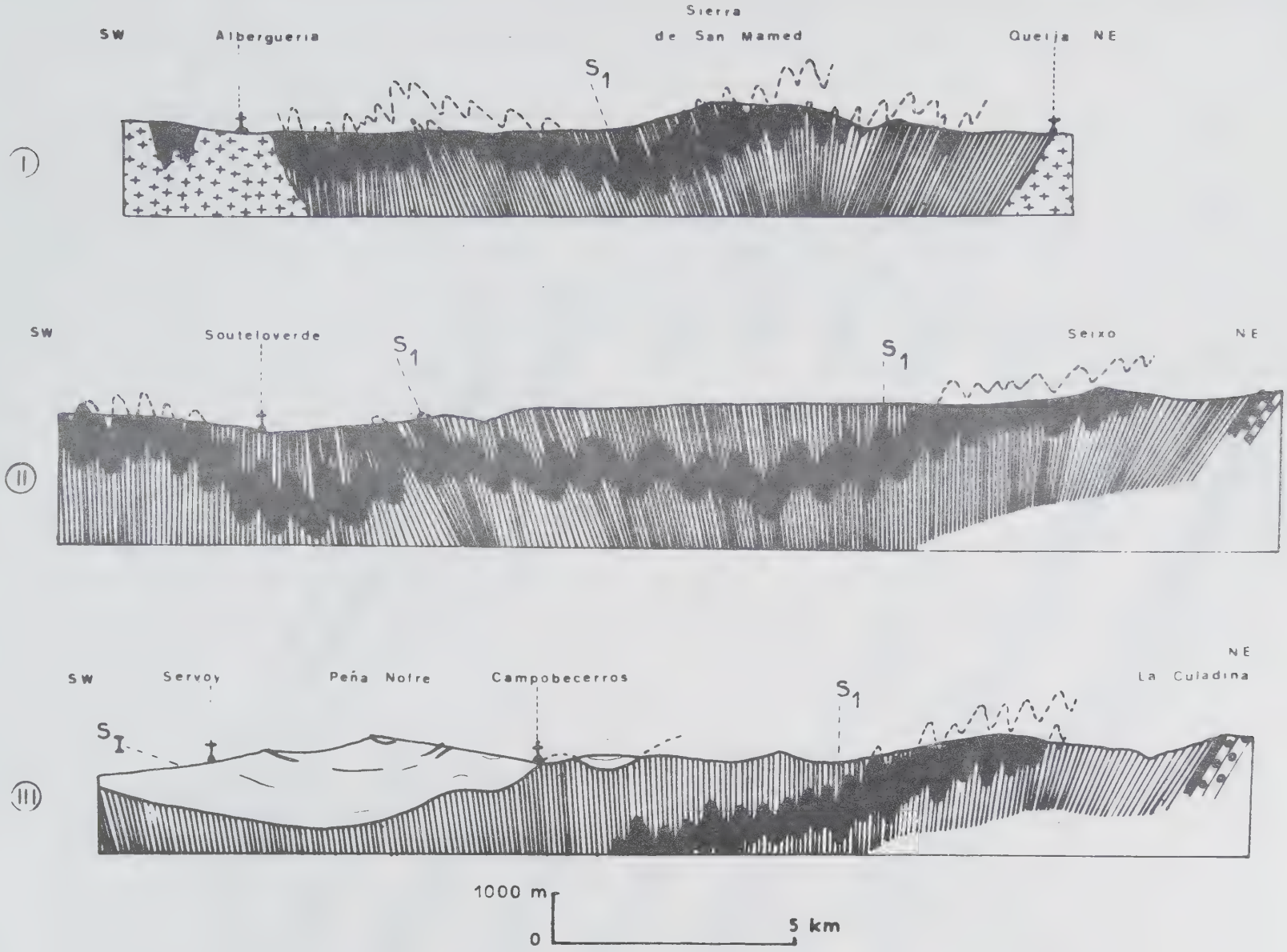


Figure 2. Coupes schématiques dans le synclinal de Verin illustrant l'allure de la schistosité primaire dans les séries cambro-ordovicienne (S_1) et silurienne (S_I)

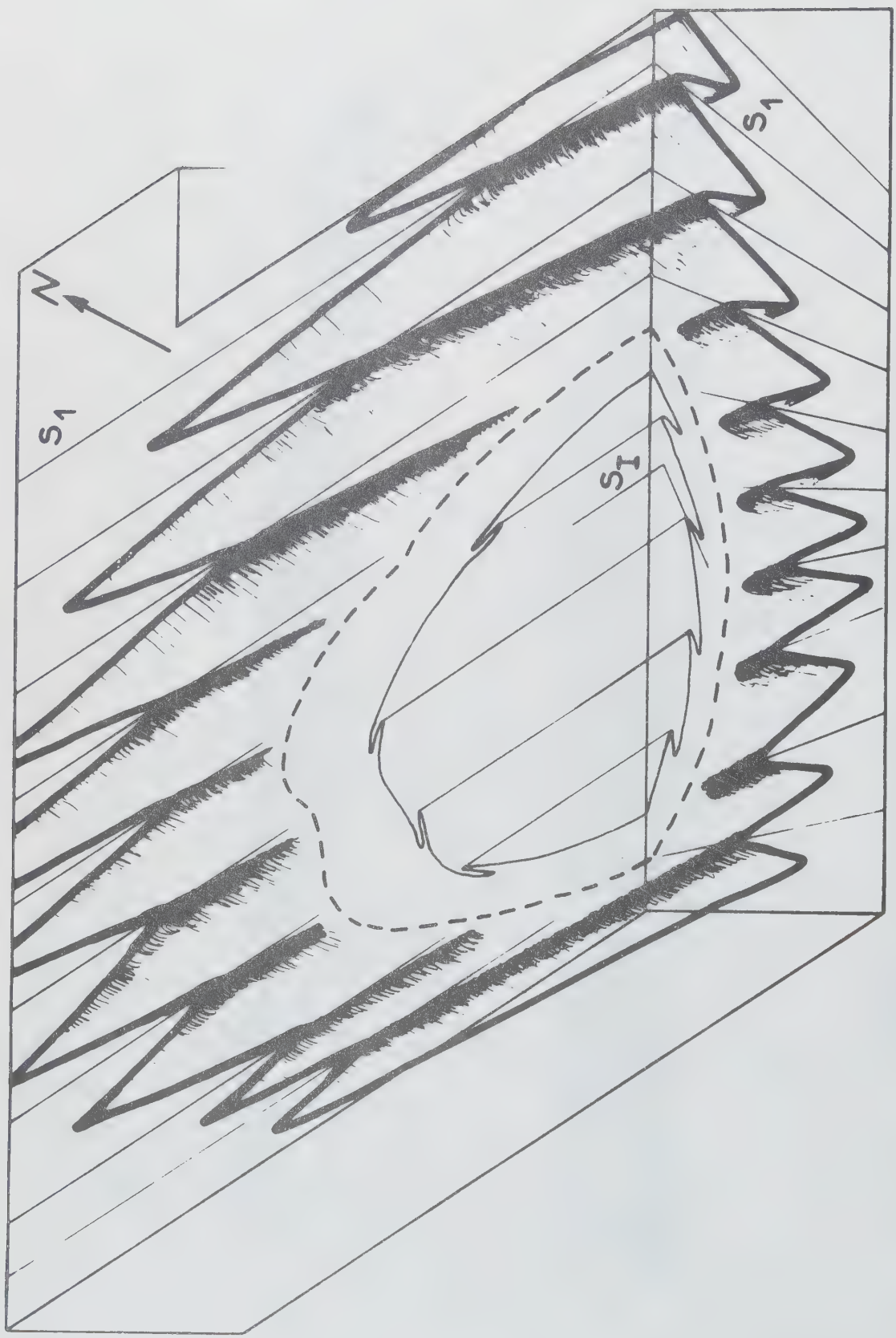


Figure 24. Bloc diagramme montrant la disposition relative des schistosités S_1 et S_I dans le Cambro-Ordovicien et dans le Silurien

- Une phase de plissement s'est superposée et confondue avec une autre.
- Une même phase se concrètise par des plis de styles différents selon le niveau structural, la lithologie, etc...

La seconde fait appel à l'existence d'un épisode de déformation supplémentaire, présent dans le Cambro-Ordovicien et absent du Silurien. Elle implique donc celle d'une phase de plissement antésilurienne.

1) Première solution : tous les plissements observés sont post-siluriens.

a)- Selon Ph. MATTE (1968), l'ensemble des terrains paléozoïques de Galice a été affecté par deux phases principales de plissement (fig. 25).

En ce qui concerne la série de Verin, il y aurait :
- une première phase de plissement isoclinal développant des plis couchés de grande amplitude, déversés vers le Nord-Est (fig. 25 b);
- une deuxième phase en plis à plan axial subvertical ou légèrement déversé vers le Nord-Est, replissant les structures de 1ére phase (schistosité et plis) (fig. 25 c).

Selon ce schéma évolutif, la schistosité primaire du Cambro-Ordovicien devrait avoir, à la fin de la 2éme phase, une allure semblable à celle du Silurien. Or, c'est précisément le contraire qui s'observe. De plus, ce schéma ne rend pas compte du développement de la schistosité S_2 subhorizontale dans le Cambro-Ordovicien mais conduit à une crénulation à plan axial subvertical.

A partir de ce schéma général, on peut essayer d'imaginer d'autres explications sachant que la 2éme phase correspond à un serrage sur plan subvertical.

o - Ce serrage a pu être important dans le Cambro-Ordovicien. Dans ce cas, le Silurien simplement ployé se serait déboité tandis que, au-dessous, les plis couchés, issus de la 1ère phase auraient été redressés et même, dans la partie occidentale de la série, renversés et déversés vers le Sud-Ouest (fig. 25 d).
Ce processus implique l'existence d'une discontinuité majeure à la limite Ordovicien-Silurien (surface de décollement F).

Sur le terrain, rien ne laisse soupçonner l'existence d'une telle discontinuité. La phase 2, avec ses plis en genoux dans les schistes, ses ondulations dans les quartzites, son clivage de crénulations ou sa schistosité, peut difficilement être reliée à un renversement des plis de phase 1 des quartzites.

o - Si on admet le déboîtement du Silurien dans une zone restreinte (bordure sud-ouest par exemple), on peut penser que la phase de serrage a développé localement des plis verticaux semblables, par leur géométrie, à ceux de la 1ère phase. Ces plis 2 auraient nécessairement repris les plis 1.

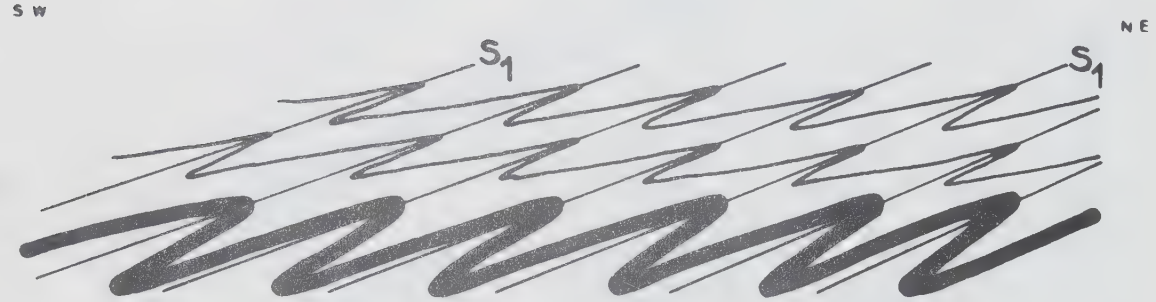
La structure actuelle du Cambro-Ordovicien serait le résultat :
- des plissements de phase 1 sur la bordure nord-est (plis déversés vers le Nord-Est ;
- des plissements de phase 2 sur la bordure Sud-Ouest (fig. 25 e).

Cette explication, plus hypothétique encore que les précédentes, se heurte aux mêmes objections.

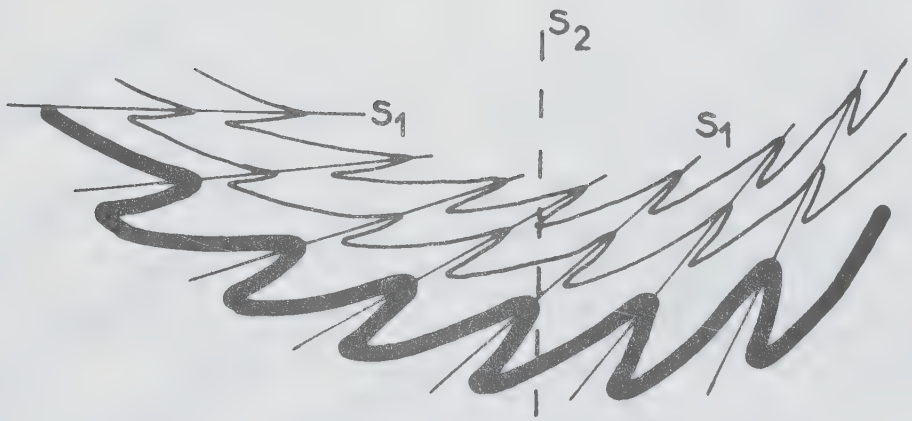
b)- Toujours selon les travaux de Ph. MATTE (1968), les plis de 1ère

Silurien
Llandeilo
Arenig
Cambro-ordovicien

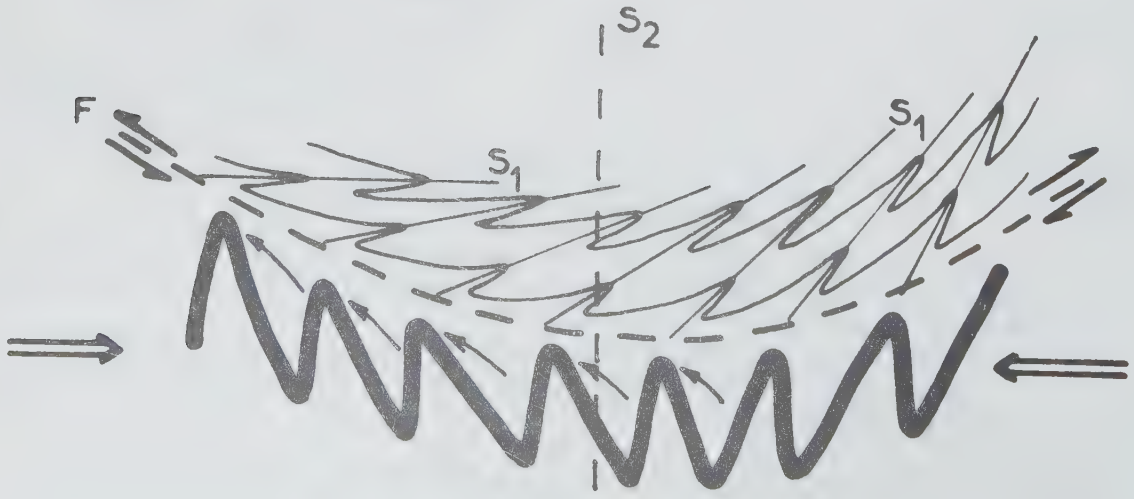
ⓐ


SW
NE
S1
S1

ⓑ


S2
S1
S1

ⓒ


S2
F
S1
S1

ⓓ

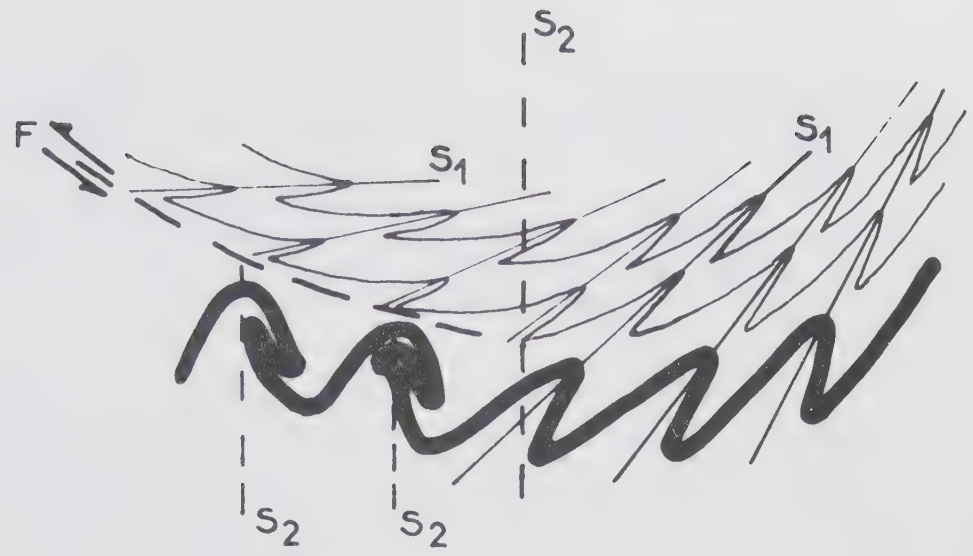


Figure 25. Essais d'explication de la succession des plissements dans l'hypothèse où toutes les phases sont hercyniennes.

a) - dépôt de la série ordovico-silurienne
b) - phase 1 : plis isoclinaux couchés et schistosité S_1 associée
c) - phase 2 : plis subverticaux et schistosité S_2
d) - phase 2 : plis subverticaux redressant les plis isoclinaux de la phase 1
e) - phase 2 : plis subverticaux replissant, localement, sur la bordure sud-ouest du synclinal de Verin, les plis de phase 1

phase ont parfois un plan axial subvertical. Ce serait le cas, notamment, dans la région de Puebla de Sanabria, à l'Est de Verin, et surtout au Sud, dans la province portugaise de Tras-os-Montes. Dans ces régions, les plis de phase 2, également à plan axial vertical, se confondraient alors avec ceux de 1ère phase

Cette solution n'est guère plus satisfaisante. L'existence d'une première phase à plan axial subvertical expliquerait bien l'allure verticale de la schistosité S_1 dans le Cambro-Ordovicien, mais non plus la disposition subhorizontale de la schistosité primaire S_I dans le Silurien.

c)- Une autre solution, basée sur une différence dans le style des plis d'une même phase (plis orthorhombiques en profondeur, plis isoclinaux couchés en surface) a été proposée par A. RIBEIRO et J. A. REBELO (1966, 1969). Nous l'examinerons plus loin (p.83).

2) 2ème solution : existence d'une phase de plissement antésilurienne

Aucune des solutions précédemment proposées n'est susceptible d'expliquer de façon satisfaisante la disharmonie structurale. Aussi est-on amené à envisager une autre explication, plus simple, s'appuyant sur l'existence d'un plissement antésilurien. La phase 1, visible uniquement dans le Cambro-Ordovicien, est antésilurienne tandis que les phases 2 et 3 correspondent respectivement aux phases I et II du Silurien.

a)- L'existence d'une tectogenèse antésilurienne se fonde sur des arguments d'ordre structural et stratigraphique

(+) - Les phases premières dans le Cambro-Ordovicien (phase 1) et le Silurien (phase I) ont peu de caractères communs, mis à part la direction N. 150° E. L'une est un plissement redressé, à plan axial ; l'autre, à l'opposé, est une déformation en régime tangentiel.

Par contre, il existe d'étroites analogies entre les phases 2 du Cambro-Ordovicien et I du Silurien. Toutes deux correspondent à un plissement en régime tangentiel. Le sens de déversement de la schistosité vers le Nord-Est et la direction N. 150° sont identiques. Les structures planaires engendrées S_2 et S_I sont, dans les zones profondes, accompagnées de recristallisations métamorphiques importantes.

Ces phases 2, dans le Cambro-Ordovicien, et I, dans le Silurien, correspondent bien à une seule et même phase, sans aucun doute à la phase principale hercynienne. Celle-ci est bien connue, par ailleurs, plus à l'Est où elle a développé une schistosité primaire.

La phase 1 apparaît de ce fait indépendante de la phase I et nettement plus ancienne. Son développement limité au Cambro-Ordovicien conduit à lui attribuer un âge antésilurien.

(+) - La limite Ordovicien-Silurien est une période d'instabilité et de mouvements du socle. Ceux-ci se traduisent :

- à l'Est, par des lacunes, des érosions importantes de la série paléozoïque, atteignant localement le Cambrien, et par le dépôt de conglomérats ;
- à l'Ouest, dans la région de Verin, par l'érosion partielle du Llandeilo et par le dépôt de formations conglomératiques et détritiques grossières très épaisses ;
- plus à l'Ouest, encore, par la surrection d'un domaine cristallin qui,

attaqué par l'érosion, a alimenté les dépôts psammitiques et grauwackeux de la base du Silurien.

(+) - Deux domaines différents semblent se distinguer assez nettement.

- Un domaine oriental (Galice orientale, Léon) où les mouvements à la limite Ordovicien-Silurien sont, semble-t-il, de nature essentiellement épeirogénique, et cela malgré une érosion parfois très forte. Il n'y a pas de véritable discordance angulaire, et tous les plissements sont post-siluriens (Ph. MATTE 1968).

- Un domaine occidental (région de Verin, Galice occidentale ?) où les mouvements sont beaucoup plus importants, marqués par :
  . des plissements d'amplitude hectométrique ;
  . la surrection d'une zone de socle ayant alimenté des dépôts grauwackeux ;

domaine caractérisé par une tectogenèse et une orogenèse d'âge calédonien, plus précisément d'âge taconique (s.l.)

b)- La chronologie des déformations souples dans la série de Verin s'établit donc ainsi (fig. 26)

(+) - Dépôt de la série cambro-ordovicienne.

(+) - Phase 1.

o - Plissement d'âge taconique. La discontinuité stratigraphique se situe entre le Llandeilo et le Wenlock.

o - Les plis engendrés, subverticaux le plus souvent, sont cependant nettement déversés à proximité des zones de socles (plis en éventail).

o - La schistosité S_1, associée à ces plis, s'est bien développée malgré une charge réduite grâce à une lithologie favorable (argiles peu ou pas compactées, bancs sableux ou gréseux). Cependant, son développement généralisé est l'indice d'une contrainte tectonique particulièrement importante (F. ARTHAUD et M. MATTAUER, 1969).

o - Surrection d'un domaine cristallin à l'Ouest (orogenèse).

(+) - Dépôt du Silurien et probablement du Dévono-Carbonifère.

(+) - Phase 2, d'âge hercynien (phase sudète).

o - Plissement en régime tangentiel avec :
- des plis isoclinaux couchés et une schistosité S_2 bien développée dans le Silurien (schistosité primaire ou S_1);
- des plis en genoux et un clivage de crénulation ou une schistosité dans le Cambro-Ordovicien.

o - La schistosité S_2, présente dans l'ensemble des terrains paléozoïques, a souvent marqué la discontinuité stratigraphique entre Ordovicien et Silurien, particulièrement quand ces deux formations étaient de nature argileuse.

(+) - Phase 3, d'âge hercynien (phase asturienne).

C'est une simple phase de serrage qui a déformé la schistosité S_2 en plis à grand rayon de courbure, à plan axial vertical, et développé un clivage de crénulation.

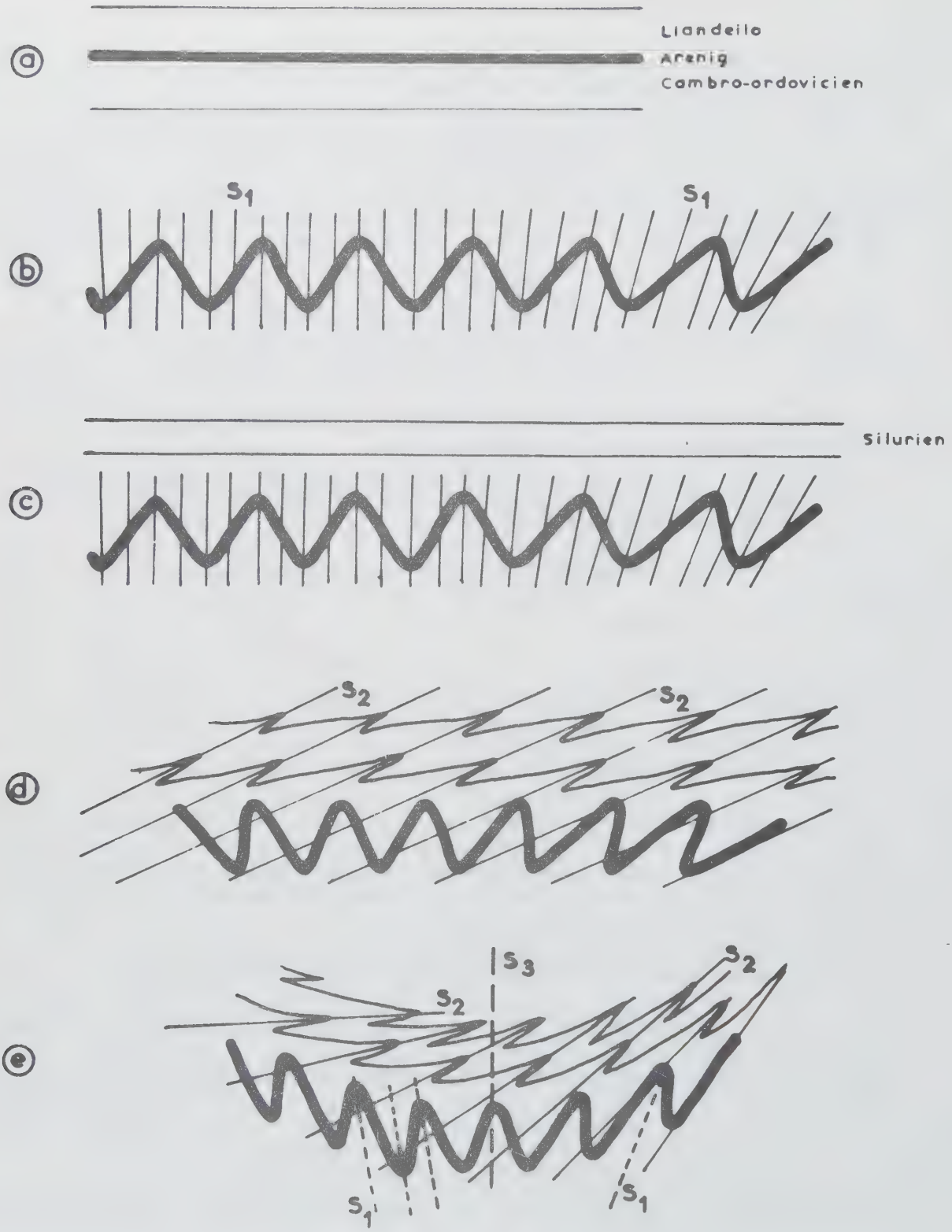


Figure 26. Schéma de la succession des plissements dans la série de Verin.

a) - dépôt de la série cambro-ordovicienne
b) - phase 1 : plissement d'âge taconique (s. l.)
c) - dépôt du Silurien (et probablement du Devono-Carbonifère)
d) - phase 2 : plissement hercynien
e) - phase 3 : plissement hercynien (voir explication dans le texte)

D. Comparaison avec les régions voisines

Il est intéressant de comparer l'histoire structurale de la série de Verin à celle de domaines paléozoïques voisins tels que ceux de la série du Sil, à l'Est et au Nord-Est, et de la province de Trás-os-Montes, au Sud, qui ont fait l'objet d'importantes études. Nous étudierons également ici l'architecture de la série de Celanova.

1) A l'Est et au Nord-Est de la série de Verin, la structure générale des terrains cambriens, ordoviciens et siluriens résulte de deux phases tectoniques principales (Ph. MATTE, 1968) :

- phase 1, en plis couchés, souvent isoclinaux, déversés vers le Nord-Est, et affectant l'ensemble du Paléozoïque (phase hercynienne) ;
- phase 2, en plis subverticaux, correspondant à un serrage général de structures issues de la phase 1.

Cette évolution structurale est essentiellement hercynienne et donc plus simple que celle de la série de Verin.

2) Au Sud, dans la province de Trás-os-Montes, la structure exacte du Paléozoïque apparaît plus difficile à saisir à travers les travaux des différents auteurs.

a)- Les formations, principalement siluriennes, du centre de la province de Trás-os-Montes ont tout d'abord été considérées comme appartenant à une immense nappe de charriage (250 x 70 km) (A. RIBEIRO, C. CRAMEZ et J. A. REBELO, 1964). Cette hypothèse, infirmée ultérieurement, a cependant le mérite de suggérer l'allure générale, surbaissée ou subhorizontale de la schistosité primaire du Silurien dans cette région.

b)- Plus tard, après la découverte des fossiles siluriens, A. RIBEIRO, A. MEDEIROS et J.A. REBELO (1965) distinguent deux ensembles.

- Le premier, autochtone, est formé de terrains ordovico-siluriens, peu plissés, avec une schistosité discrète, visible seulement au microscope ;
- Le second, allochtone, chevauchant le précédent, est constitué par la série Transmontaine. Celle-ci est formée de terrains variés, siluriens, datés par des graptolites, mais aussi, peut-être, ordoviciens, dévoniens, "cambro-précambriens" (les complexes précambriens de Morais et Bragança, également allochtones, constituent un ensemble à part).

Cette série transmontaine se caractérise par un plissement isoclinal intense, une véritable schistosité, avec des phyllites visibles à l'oeil nu, et un degré métamorphique plus élevé.

Les relations structurales entre ces deux ensembles font l'objet de trois hypothèses.

(-) - La série transmontaine, d'abord métamorphisée dans une zone plus profonde, a été extrudée lors d'une 1ère phase et chevauche une partie de la série ordovico-silurienne, autochtone et moins métamorphisée.

(+) - La série transmontaine est une nappe issue d'une zone axiale hercynienne, située plus à l'Ouest, où le métamorphisme était plus élevé. L'ensemble ordovico-silurien, autochtone et nappé, a été ultérieurement traversé par les extrusions de socle précambrien (complexes de Morais et de Bragança).

(+) - La troisième hypothèse reprend intégralement celle formulée en 1964.

c)- Peu après, A. RIBEIRO et J. A. REBELO (1966) reconnaissent l'âge silurien de l'ensemble de la série transmontaine, moins le groupe des schistes verts et les complexes de Morais et Bragança. Ils établissent un schéma tectonique général où 3 phases tectoniques hercyniennes sont distinguées.

(+) - Phase 1, marquée par des plis souples de style variable :
- plis orthorhombiques à plan axial subvertical, d'amplitude hectométrique, avec un clivage schisteux sans phyllites visibles à l'oeil nu ;
- plis isoclinaux couchés à plan axial subhorizontal, à schistosité primaire bien développée (phyllites visibles à l'oeil nu).

Selon ces auteurs (p. 297), "il y a tous les intermédiaires entre les deux régimes tectoniques décrits ci-dessus. Ainsi, on passe graduellement des plis à plan axial subvertical aux plis à plan axial subhorizontal, soit latéralement (par l'intermédiaire d'une zone à géométrie non plane et non cylindrique), soit transversalement (par l'intermédiaire d'une zone à géométrie non plane mais cylindrique)".

Ils constatent (p. 297), en outre, que dans le Trás-os-Montes oriental (prolongement direct de la série de Verin), "l'Ordovicien et le Complexe des schistes et grauwackes appartiennent d'une façon générale au domaine des plis sans déversement net, sauf dans les secteurs de Murça-Vila Flor, Mogadouro Vimioso et Bragança-Vinhais, où ils sont déformés en régime avec déversement. Quant à la série transmontaine (Silurien) elle est toujours engagée dans des plis bien déversés".

Ils en concluent que le schéma structural de la Galice orientale (Ph. MATTE, 1968) n'est pas applicable au Tras-os-Montes.

(+) - Phase 2 : ce sont des plis orthorhombiques soit en chevrons, soit à charnière arrondie, provoquant "de larges ondulations ou des flexures de la schistosité primaire".

(+) - Phase 3 : elle provoque surtout des flexures axiales des plis de 2ème phase.

d)- Enfin, en 1969, A. RIBEIRO et J. A. REBELO soulignent (p. 103) l'existence d'un chevauchement intrapaléozoïque bien caractérisé, reconnaissable à la superposition d'un étage structural profond à un étage structural plus superficiel :"En effet, dans la série transmontaine située au-dessus du chevauchement, il y a un plissement isoclinal serré avec transposition de la stratification et production d'une schistosité de plan axial subhorizontal tandis que l'Ordovicien et le Silurien au-dessous montrent un plissement assez ouvert avec production d'un clivage schisteux incipient subparallèle au plan axial subvertical des plis".

Toutes ces descriptions tendent à indiquer que l'architecture générale du Paléozoïque du Trás-os-Montes, au moins dans sa partie orientale, est comparable de celle de la région de Verin. On y reconnaît les grands traits caractéristiques tels que :
- Silurien d'allure générale surbaissée, à schistosité primaire subhorizontale, bien développée et déformée par des ondulations ou des plis à grand rayon de courbure ;
- Ordovicien en plis subverticaux à déversement de sens variable.

3) La série de Celanova

La partie supérieure de cette série, d'âge silurien probable, a une structure d'ensemble analogue à celle du Silurien de Verin.

Son allure générale est déterminée par une schistosité primaire faiblement pentée ou subhorizontale, bien marquée par la cristallisation orientée des phyllites. Les plis de phase 2, associés à cette schistosité, sont rarement visibles dans cette série essentiellement argileuse.

Cette schistosité primaire a été déformée par des plis à grand rayon de courbure de direction hercynienne : synclinal de la Merca à l'Est, anticlinal de Sabucedo de Montes (phase 3).

Le relèvement axial, au Nord-Ouest et au Sud-Est de ces plis de 3ème phase, est responsable de la disposition brachysynclinale ou brachy-anticlinale de la série.

II. LES DEFORMATIONS CASSANTES

La province d'Orense est parcourue par un certain nombre d'accidents majeurs. Deux grandes directions de fracturation sont reconnaissables :

- N. 20° à N. 40°
- N. 130° à N. 150° (voir carte H. T.)

A. Les accidents N. 20°-40°

Ils correspondent à des décrochements senestres, généralement tardifs et se localisent dans deux grandes zones.

- décrochements de Verin, de la Gudiña, de Viana del Bollo ;
- décrochement, puis flexure de Bragança.

Ils ont provoqué les effets suivants.

- gneissification des granites hercyniens, même tardifs comme le granite de La Vega ;
- développement très localisé, dans les schistes, de zones de kink-bands ou de crénulation à axe et plan axial verticaux ;
- gauchissement de la schistosité primaire ou secondaire des schistes paléozoïque ;
- relèvement axial des plis des différentes phases, notamment dans la série paléozoïque (terminaison nord-ouest du synclinal de Verin).

Ils ont parfois fonctionné en faille. L'accident de la Gudiña conjointement avec une faille est-ouest (La Gudiña-Puebla de Sanabria) a permis la remontée du bloc précambrien de la Sierra Segundera.

B. Les accidents N. 130°-150°

Ce sont soit des failles verticales, soit des décrochements, parallèles aux principales directions de plissement.

Ils semblent avoir eu un fonctionnement plus précoce que les accidents N. 20°-40°, car certains ont été cicatrisés par la migmatisation hercynienne (failles de Ribadavia et de Celanova). Ils ont néanmoins rejoué ultérieurement et affecté certains granites à deux micas hercyniens.

Ces accidents se traduisent dans les schistes paléozoïques par des zones broyées, à débit amygdalaire, caractéristique, et parfois par des plis d'entraînement coniques.

En conclusion, l'évolution structurale des formations paléozoïques se résume de la façon suivante.

- Phase 1 d'age taconique
  . plis à plan axial et schistosité subverticale orientés N. 150° E.

- Phase 2 d'age hercynien (phases 2 de l'Ordovicien et I du Silurien, reconnues sur le terrain).
  . plis couchés à plan axial et schistosité S_2 déversés vers le Nord Est, orientés N. 150° E.
  . le développement de la schistosité S_2 accompagne le métamorphisme hercynien (voir chapitre suivant).

- Phase 3 d'age hercynien (phases 3 de l'Ordovicien et II du Silurien)
  . plis subverticaux à grand rayon de courbure (ondulations)

- Phase de relèvement axial des plis précédents.
  . décrochements, failles, kink-bands.

CHAPITRE III

LE METAMORPHISME REGIONAL DU PALEOZOIQUE

RESUME - Un métamorphisme régional de type basse pression (gradient géo - thermique de 50 à 60° C km), d'âge hercynien, a affecté les terrains paléozoïques, y développant des zones métamorphiques d'importance inégale.

L'épizone, largement représentée, comprend une zone supérieure à séricite, chlorite et chloritoïde et une zone inférieure à séricite, chlorite, chloritoïde et andalousite. Les types pétrographiques les plus courants sont les schistes à séricite, chlorite et chloritoïde (métapélites) et les porphyroïdes (métagrauwackes, méta-arkoses, métavolcanites acides).

La mésozone, d'épaisseur réduite (1 à 2 km), se subdivise en zone à andalousite et staurotide, zone à andalousite et zone à andalousite et sillimanite. Les principaux types pétrographiques sont les micaschistes à andalousite (métapélites) et les gneiss oeillés à deux micas (méta-arkoses).

La catazone, peu développée dans la série paléozoïque, se traduit par l'apparition de migmatites homogènes (diatexites).

Ce métamorphisme s'est manifesté principalement durant la première phase de plissement hercynien, mais s'est poursuivi jusqu'à la deuxième phase (phénoblastèses tardives).

Un métamorphisme régional important s'est développé dans les formations paléozoïques et leur substratum, atteignant des degrès variés selon les régions (épizone à catazone).

Son étude détaillée répond à une double préoccupation.

Tout d'abord dans le cadre d'une étude générale du Paléozoïque de la province d'Orense, il est normal, après les études stratigraphique et structurale, d'aborder l'histoire métamorphique.

Mais surtout, cette étude a pour ambition de contribuer à résoudre l'un des problèmes majeurs de la géologie de la Galice moyenne : l'existence ou non d'un métamorphisme régional antéhercynien. Ce problème se pose de façon particulièrement aigüe, dans la région étudiée, du fait de la présence

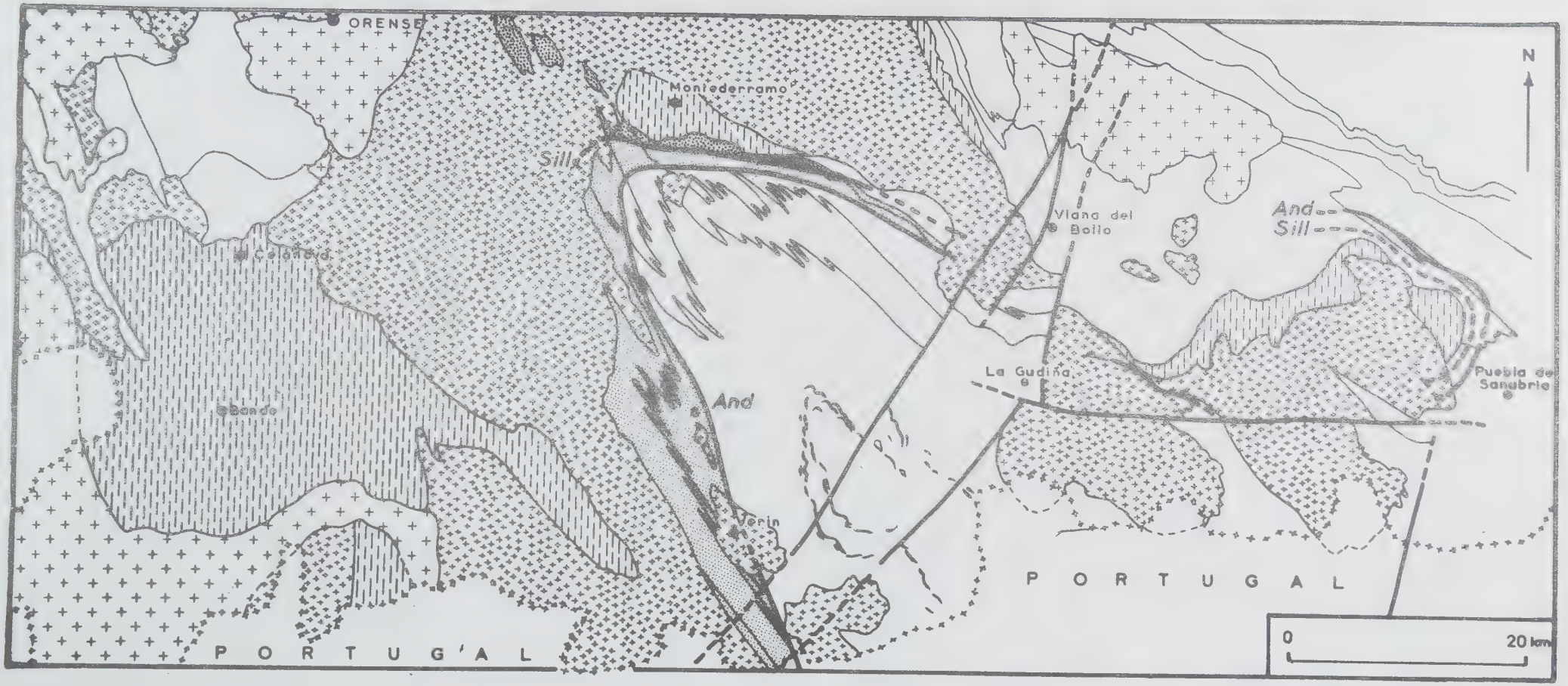


Figure 27. Métamorphisme hercynien

1 - Isogrades de l'andalousite (And) et de la sillimanite (Sill) dans les formations paléozoiques (zone à andalousite en pointillé fin, zone à sillimanite en pointillé grossier)

2 - Aires de migmatites homogènes (tiretés verticaux)

côte à côte, de la série de Viana del Bollo, ensemble métamorphique complexe, et de terrains paléozoïques. Ces deux ensembles diffèrent très nettement par leurs caractères lithologiques, structuraux et métamorphiques. Il est permis alors de se demander si les caractères métamorphiques de la série de Viana del Bollo sont l'expression du métamorphisme hercynien - qui aurait agi là dans des conditions de pression et de température particulières, différentes des autres régions, - ou d'un autre métamorphisme, plus ancien.

Pour établir des comparaisons, il est nécessaire de connaître en détail les caractères spécifiques du métamorphisme hercynien. Ceux-ci doivent être observés dans des terrains d'âge paléozoïque certain. La série de Verin, limitrophe de la série de Viana del Bollo, se prête (1) particulièrement bien à une telle étude.

I. ZONEOGRAPHIE ET CARACTERES GENERAUX DU METAMORPHISME REGIONAL

La lithologie des terrains du Paléozoïque inférieur se caractérise par la nette prépondérance des faciès schisteux, donc alumineux ou hyper-alumineux. Les formations arkosiques, relativement peu importantes, sont principalement cantonnées à la base ("Ollo de Sapo"). De ce fait, les seuls isogrades utilisables sont ceux de l'andalousite et de la sillimanite. Les autres (grenat, staurotide, biotite), visibles de façon sporadique, sont difficilement observables sur le terrain.

Sur la carte des zones de métamorphisme (fig. 27) nous avons représenté, outre les isogrades de l'andalousite et de la sillimanite, les grands domaines migmatiques.

L'examen de cette carte conduit à un certain nombre de constatations.

A. Les zones de métamorphisme ont un développement réduit.

La largeur de la zone à andalousite dépasse rarement quelques kilomètres : elle est le plus souvent de 2 à 4 km. Dans la région de Montederramo, dans les ectinites, l'ensemble des zones à andalousite et sillimanite atteint au maximum 3 km.

Si on admet que l'apparition de l'andalousite marque sensiblement la limite de l'épizone inférieure, la mésozone a une largeur qui ne dépasse pas 1 à 2 km. Son épaisseur réelle serait donc de l'ordre du kilomètre.

L'épizone, en revanche, a une extension plus importante, encore que sa limite supérieure soit mal définie. Elle contient tous les termes de la série paléozoïque.

---

(1) En toute rigueur, le métamorphisme qui affecte la série de Verin n'est pas daté avec certitude. Les terrains carbonifères transgressifs sont absents et aucune mesure géochronologique n'a été pratiquée.
Son attribution au cycle hercynien repose :
- sur le caractère très général du développement du métamorphisme hercynien
- sur le rajeunissement, à l'Hercynien, des micas (biotite et muscovite) de la série de Viana del Bollo.

B. Les isogrades sont moulés autour des domaines de migmatites homogènes (diatexites).

Cette disposition est particulièrement nette dans la région de Montederramo où les isogrades de l'andalousite et de la sillimanite sont sensiblement parallèles au front des migmatites.

D'une manière plus générale, l'isograde de l'andalousite est, en gros, parallèle aux limites des grands domaines granitiques qui cernent la série de Verin (granite d'Allariz, à l'Ouest, granite de Manzaneda à l'Est). Il est, en revanche, indépendant des petits massifs granitiques isolés.

C. Les isogrades sont obliques par rapport à la lithostratigraphie et à la structure d'ensemble de la série paléozoïque.

Le développement de l'andalousite atteint des niveaux stratigraphiques variés : Ordovicien supérieur à l'Ouest, Ordovicien inférieur à l'Est.

Dans la terminaison périsynclinale, la zone à andalousite oblitère nettement les mégastructures formées par les grès et quartzites de l'Arénig.

Toutefois, on peut remarquer que la disposition générale de l'isograde de l'andalousite est conforme à la structure des terrains siluriens. Ceci prouverait que tous deux ont été déformés lors de la phase 3 (plis à grand rayon de courbure).

D. L'intensité du métamorphisme dans les terrains paléozoïques présente une polarité Est-Ouest.

Dans la moitié occidentale de la série de Verin, l'andalousite apparaît toujours au-dessus des quartzites de l'Arénig. A l'Est, elle reste cantonnée dans les schistes cambro-ordoviciens. Plus à l'Est encore, elle est pratiquement absente.

La hauteur atteinte par le métamorphisme dans l'édifice stratigraphique diminue donc régulièrement d'Ouest en Est.

La même tendance se reconnaît dans le développement des migmatites, très important à l'Ouest (migmatites de Celanova), réduit à l'Est (migmatites du Montederramo).

II. LE METAMORPHISME REGIONAL DANS LES ECTINITES

Le développement du métamorphisme progressif peut être suivi dans deux grands types de formations de nature bien différentes :

- les arkoses et arkoses schisteuses de l' "Ollo de Sapo" et les grauwackes du Silurien ;
- les schistes divers, cambro-ordoviciens à siluriens.

La coexistence de ces deux lithologies dans des degrés métamorphiques variés, facilite les corrélations entre les différents isogrades (chlorite, biotite, andalousite, sillimanite).

A. Les arkoses et grauwackes

1) Les arkoses de la bordure nord-est du synclinal de Verin

Toujours affectées par un métamorphisme intense (zone profonde de l'andalousite) elles présentent des caractères microscopiques et une composition minéralogique assez constants.

La composition minéralogique est la suivante.

Minéraux détritiques	Minéraux métamorphiques
- quartz	- biotite rare
- orthose-microcline	- muscovite
- plagioclase An 15-17	- sillimanite
- zircon, apatite, sphène	- grenat
	- tourmaline

La rareté de la biotite doit être attribuée à une certaine pauvreté en fer de la roche. Le minerai opaque qui, dans les arkoses schisteuses, permet la formation de biotite, est ici absent.

La sillimanite, généralement peu abondante, forme des fibres souvent associées au feldspath potassique.

Le grenat, également rare, est en petits cristaux automorphes, localisé au voisinage ou à l'intérieur des feldspaths potassiques.

L'inversion orthose-microcline résulte certainement de l'action du métamorphisme.

2) Les arkoses schisteuses

Plus fréquentes, plus abondantes, elles sont atteintes par des degrès de métamorphisme très divers.

a)- Dans l'épizone, elles se caractérisent par une matrice à grain fin, riche en minéraux phylliteux, séricite et chlorite, et parfois en épidote. Elles prennent, de ce fait, une couleur vert tendre et un aspect lustré typique.

Leur composition minéralogique s'établit ainsi.

Minéraux détritiques	Minéraux métamorphiques
- quartz	- séricite
- microcline	- chlorite
- plagioclase An 0-5	- biotite
- séricite	- zoïzite
- chlorite	- calcite
- biotite	
- zircon, apatite, sphène	
- minerai opaque	

Les feldspaths sont tous d'origine détritique, mais ils ont subi des recristallisations variées.

Le microcline, presque toujours albitisé, montre des taches ou des veines irrégulières d'albite (structure en damier de G. H. ANDERSON, 1937). En outre, une séricitisation, parfois très poussée, l'a affecté : on y observe alors un grand développement de paillettes de mica disposées dans les princi-

paux plans réticulaires et de petits cristaux de quartz automorphes à subautomorphes.

Les plagioclases (An 0-5), toujours damouritisés, renferment des minéraux secondaires tels que séricite, chlorite, calcite, zoïzite. Ceci permet de penser que leur teneur originelle en anorthite était nettement plus importante.

Les minéraux phylliteux ont tous recristallisé sous l'action du métamorphisme. Mais l'origine détritique de certains d'entre eux est encore discernable.

La séricite et la chlorite se sont développées en petits cristaux régulièrement disposés dans le plan de la schistosité. Certaines chlorites, soit en grandes lames tordues ou déchiquetées, avec des granules opaques le long des clivages, soit en amas globulaires, proviennent de la pseudomorphose de minéraux détritiques (biotite, amphibole).

La biotite a une importance très variable d'un banc à l'autre. En général, elle se forme aux dépens de la chlorite et se trouve alors dans le plan de la schistosité générale.

Parfois, elle se développe autour de certains minéraux tels que minerai opaque ou feldspath potassique, en une auréole de petits cristaux radiés. Ses caractères optiques sont alors nettement différents : couleur brun foncé ou presque noir au lieu de brun acajou. Ces auréoles réactionnelles reflètent des conditions de formation particulières dans lesquelles la mobilité des éléments chimiques constitutifs est faible. De ce fait, la cristallisation n'intervient qu'à proximité immédiate de sources de fer et de potassium.

Cette observation permet de voir l'analogie de chimisme existant entre la matrice des arkoses schisteuses et les schistes proprement dits. Dans ceux-ci le développement de la biotite est aussi étroitement conditionné par la présence de sources de fer et de potassium.

Enfin, certains cristaux de biotite, souvent de grande taille, discordants sur la schistosité se rattachent à un épisode de phénoblastèse tardive.

b)- Dans la mésozone, les arkoses schisteuses subissent d'importantes modifications de structure et de minéralogie.

La mésostase recristallise complètement. La chlorite disparaît au profit de la biotite tandis que la séricite fait place à une muscovite en grands cristaux. Biotite et muscovite sont disposées dans le plan de la schistosité. Les minéraux détritiques grossiers (yeux de quartz et surtout de feldspath) demeurent bien reconnaissables. Les roches prennent alors tous les caractères d'un gneiss oeillé plus ou moins fin.

Leur composition minéralogique est la suivante.

- quartz
- microcline
- plagioclase An 15-18
- biotite
- muscovite
- apatite, zircon, sphène
- minerai opaque

Les principales différences avec les arkoses schisteuses sont :

- un grand développement de la biotite et de la muscovite qui constituent un fond largement recristallisé ;

- la recristallisation des felspaths d'origine détritique (microcline bien quadrillé souvent perthitique et plagioclases plus calciques) ;
- la recristallisation plus ou moins marquée des anciens yeux de quartz en amas polycristallins ;
- une blastèse de feldspaths (microcline et plagioclase) en petites plages xénomorphes, dentelliformes, très limpides.

3) Les grauwackes siluriennes

Situées à un niveau élevé de la série stratigraphique, elles ont été touchées par un métamorphisme de faible intensité, correspondant à l'épizone supérieure. Les minéraux constitutifs, presque tous d'origine détritique, sont les suivants :

Minéraux détritiques	Minéraux métamorphiques
- quartz	- séricite
- microcline	- chlorite
- plagioclase (An 0-10)	- zoïzite
- phyllites	- calcite
- biotite	
- calcite	
- zircon, apatite, sphène	

Le métamorphisme a relativement peu changé la structure de la roche, mais il a cependant provoqué des modifications minéralogiques notables.

(+) - Cristallisation de séricite dans le plan de la schistosité.

(+) - Développement généralisé de chlorite, soit par rétromorphose des biotites détritiques, soit par néocristallisation. Dans ce dernier cas, la chlorite formée est fortement pléochroïque. Chlorite et séricite tendent à se développer en abondance dans les franges de pression des gros minéraux détritiques (quartz et feldspaths).

(+) - Démixtion du microcline (albitisation) qui montre alors une structure en damier. Toutefois, les cristaux sont restés relativement stables et présentent encore un quadrillage très régulier.

(+) - Damouritisation du plagioclase détritique. Celui-ci a recristallisé en albite, séricite, épidote, calcite.

4) Les paragénèses minérales

a)- Dans l'épizone

Les roches quartzo-feldspathiques montrent les principales paragénèses minérales suivantes :

- quartz-muscovite-chlorite-microcline
- quartz-muscovite-chlorite-albite-microcline
- quartz-muscovite-chlorite-biotite-albite
- quartz-muscovite-chlorite-biotite-albite-microcline

Ces paragénèses ne sont pas toutes en équilibre ainsi que l'ont montré les travaux de M. J. MAC NAMARA (1966). Si l'on se réfère au schéma donné par cet auteur (fig. 28) on voit que l'association muscovite-chlorite-feldspath potassique correspond à un équilibre invariant qui ne peut exister que pour des valeurs déterminées de P, T et K^+/H^+

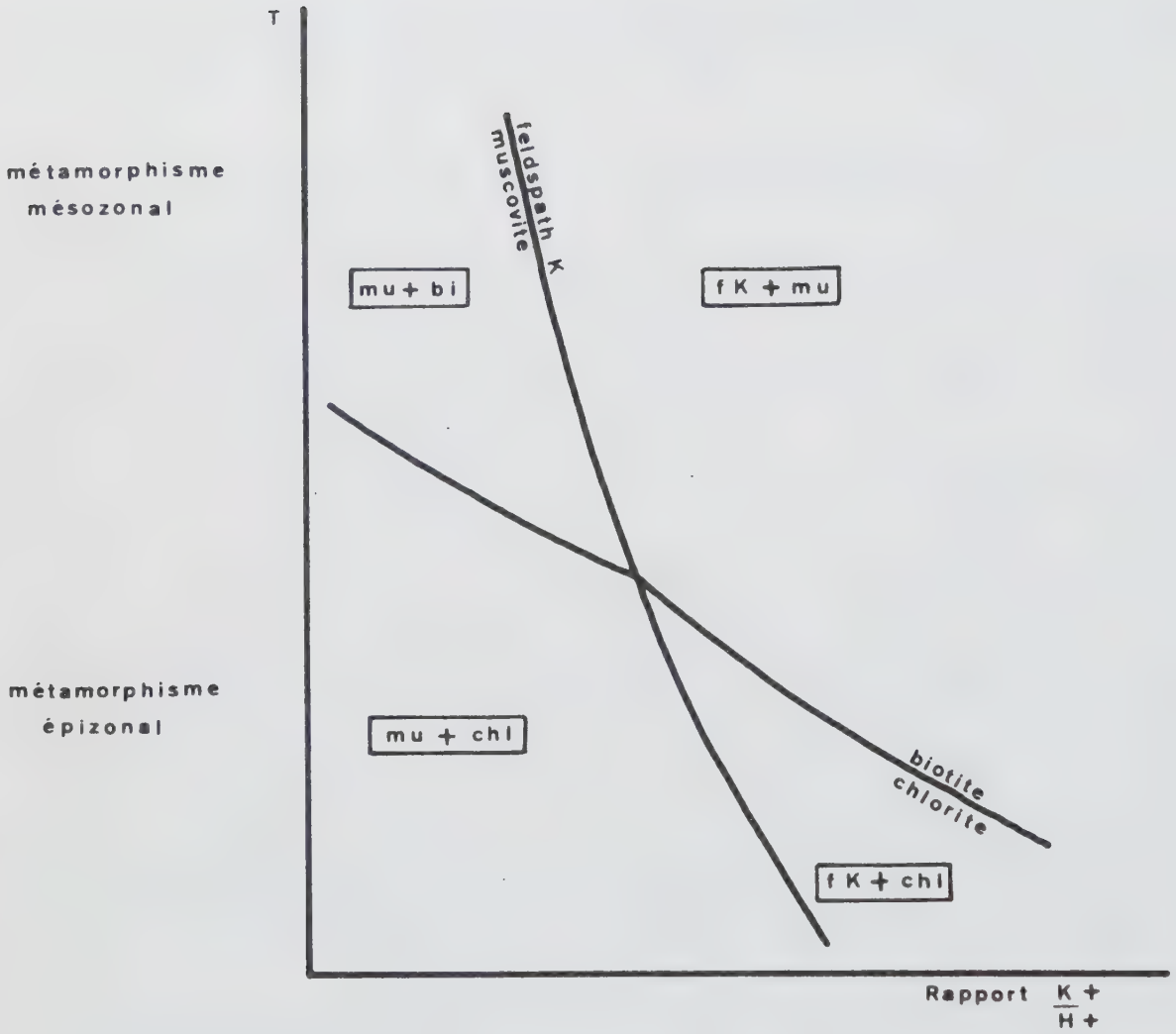


Figure 28. Domaine de stabilité des minéraux du système muscovite chlorite-biotite-feldspath potassique-H_2O à pression constante et en présence d'un excés de silice (selon M. J. MAC NAMARA, 1966)

Dans ces paragénèses, c'est toujours le microcline qui constitue la phase métastable. Il montre d'ailleurs très souvent des traces de déstabilisation (albitisation, séricitisation).

Les principales paragénèses minérales stables sont :
- quartz-muscovite-chlorite-albite
- quartz-muscovite-chlorite-biotite-albite.

La première s'observe dans le domaine le plus superficiel de l'épizone (grauwackes siluriennes). L'absence de biotite à côté du feldspath potassique témoigne d'un degré métamorphique très faible à la limite de l'épizone et de l'anchizone.

La seconde, très fréquente, caractérise l'ensemble de l'épizone. Elle se singularise toutefois par un développement apparemment très capricieux de la biotite dont l'importance varie considérablement d'un niveau à l'autre.

Dans les arkoses et arkoses schisteuses, l'apparition de la biotite est contrôlée par deux facteurs essentiels, les teneurs en potassium et en fer.

(+) - La teneur en potassium

Les deux réactions de formation de la biotite les plus probables sont les suivantes :

- microcline + chlorite ⟶ biotite + quartz + H_2O (CHAYES, 1955)

- chlorite + quartz + KOH ⟶ biotite + muscovite + H_2O (M. J. MAC NAMARA, 1966)

Dans ces deux réactions, la source de potassium nécessaire est constituée par le microcline. On constate, en effet, que la biotite fait défaut dans les bancs ou horizons dépourvus de feldspath potassique. Par contre, elle est présente en même temps que le microcline et s'observe parfois en auréole réactionnelle autour de celui-ci. L'existence de bancs à biotite et sans biotite montre que le rapport K^+/H^+ n'a pas pris une valeur uniforme dans la série des arkoses au cours du métamorphisme.

(+) - La teneur en fer

Le fer intervient dans la formation de biotite dans la réaction :

- feldspath potassique + magnétite + H_2O ⟶ biotite ferrifère + 1/2 O_2 (F. J. TURNER, 1968)

Son importance est bien illustrée par les nombreuses auréoles réactionnelles visibles autour des grains de minerai opaque.

La cristallisation de la biotite est donc freinée par une teneur en potassium ou en fer insuffisante (arkoses schisteuses pauvres en feldspath potassique, arkoses vraies sans minerai opaque ferrifère). Elle n'intervient, de façon uniforme, régulière, que vers la base de l'épizone, quand les conditions physiques permettent une mobilité suffisante.

b)- Dans la mésozone

La chlorite disparaît et la paragénèse stable est alors :
- quartz-muscovite-biotite-plagioclase (An 15-18)-microcline.

C'est celle que l'on rencontre très couramment dans les arkoses schisteuses.

Dans les arkoses vraies du bord nord-est du synclinal de Verin, la paragénèse est très voisine de la précédente.

- quartz-muscovite-biotite-plagioclase (An 15-17)-microcline (sillimanite grenat)

Ces deux derniers minéraux, très peu abondants, marquent la proximité de la catazone. La sillimanite, notamment, associée, soit au feldspath potassique, soit à la muscovite, est issue de la réaction :

- quartz + muscovite ⟶ feldspath potassique + sillimanite + H_2O
(B. EVANS, 1965)

B. Les formations schisteuses

Les schistes du Paléozoïque se prêtent bien à une étude du métamorphisme progressif. Leur lithostratigraphie simple, constante sur de larges étendues, permet d'utiliser partout les mêmes isogrades (andalousite et sillimanite).

Les quartzites de l'Arénig y constituent un bon niveau repère par rapport auquel il est aisé de situer les isogrades et les différents degrés du métamorphisme. Enfin, les schistes, très sensibles aux efforts tectoniques, ont enregistré les déformations contemporaines des cristallisations. Ils permettent ainsi de placer l'épisode principal du métamorphisme par rapport aux trois grandes phases de plissement.

1) Caractères généraux

a)- Le métamorphisme régional dans les schistes paléozoïques a le plus souvent un degré épizonal. Il se traduit essentiellement par la formation de séricitoschistes ou de séricitoschistes à chlorite et biotite.

L'ensemble des schistes montre un aspect lustré d'autant plus marqué que l'on se rapproche du socle, c'est-à-dire des zones profondes. Cette évolution est bien visible dans la série cambro-ordovicienne de la bordure nord est du synclinal de Verin, par exemple, suivant une coupe transversale.

La cristallinité de la séricite, fonction de l'intensité du métamorphisme, est aussi contrôlée par d'autres facteurs tels que la teneur en matière organique et la composition globale des schistes.

(+) - En règle générale, les niveaux ampéliteux gardent un faciès assez franchement sédimentaire (si l'on néglige les modifications consécutives aux plissements). Ainsi les ampélites et schistes ampéliteux siluriens, d'aspect mat, contrastent fortement avec les schistes ordinaires et surtout avec les schistes blancs d'origine volcanique, tous lustrés, riches en séricite.

De même, les schistes du Llandeilo, souvent pyriteux et chargés en matière organique, ont un aspect général moins lustré, moins brillant que ceux du Cambro-Ordovicien.

A degré métamorphique équivalent, la cristallinité de la séricite est toujours faible dans les schistes renfermant une certaine quantité de matière organique. C'est la conséquence d'une évolution qui commence très tôt, dès la diagénèse. Ainsi, B. KUBLER (1966, 1967, 1968) a noté que, contrairement au sens général de l'évolution, la cristallinité de l'illite des niveaux charbonneux se dégradait avec l'augmentation de l'enfouissement.

(+) - Inversement, certains faciès schisteux renferment de la séricite bien cristallisée, très abondante.

Par exemple, dans le Silurien, les schistes blancs associés aux volcanites présentent un aspect très brillant, soyeux, et un toucher onctueux dû à la présence d'une grande quantité de séricite. Les schistes ordinaires qui les encadrent ne sont, eux, qu'à peine lustrés. Toujours dans le Silurien, dans la série des psammites et grauwackes, les schistes vert pâle ou blancs intercalés présentent des phyllites bien cristallisées.

Le facteur favorable au développement de la séricite est à rechercher dans la composition chimique du sédiment originel.

L'influence de ces deux facteurs, teneur en matière organique et composition chimique, explique les différences apparentes d'intensité du métamorphisme visibles au sein du Paléozoïque dans des formations très voisines. Ainsi, dans la terminaison périsynclinale de la série silurienne (région de Laza Campobecerros), les schistes gris ou noirs du Llandeilo, d'apparence peu métamorphique, sont surmontés par des schistes blancs ou verts, des psammites et des grauwackes siluriens où les phyllites d'origine métamorphique sont bien développées. L'aspect peu métamorphique des premiers est dû à la présence de matière organique.

b)- Lorsque l'intensité du métamorphisme augmente et que les conditions de la mésozone sont atteintes, les ectinites gardent encore des aspects de schistes lustrés.

La cristallinité de la séricite a légèrement augmenté mais les cristaux restent de petite taille. La couleur grise, plus ou moins foncée, des schistes épizonaux se reconnaît encore aisément. Le seul caractère nouveau est l'apparition d'andalousite souvent en abondance. Mais il faut parfois une étude microscopique pour déceler le caractère mésozonal du métamorphisme, pour trouver, par exemple, l'association andalousite-staurotide dans un schiste lustré fin qui, à première vue, évoque tout à fait un degré épizonal.

Cette particularité contribue à accentuer le caractère restreint du développement de la mésozone tel qu'on peut l'observer sur le terrain. Ce n'est qu'au voisinage de l'isograde andalousite-sillimanite que les schistes prennent le faciès de micaschistes typiques, à biotite et muscovite largement cristallisées.

c)- Les schistes paléozoïques, et plus particulièrement ceux du Cambro-Ordovicien, montrent, dès la base de l'épizone, un grand développement d'andalousite.

Les cristaux, automorphes à subautomorphes, de taille très variable (0,1 à 10 cm de long sur 0,1 à 1-2 cm de côté), sont toujours disposés dans le plan de la schistosité, mais sans aucune orientation préférentielle. Ils sont, en général, moulés par la schistosité et apparaissent alors à l'affleurement comme des nodosités. Toujours très abondants, ils donnent aux schistes un aspect caractéristique.

d)- Les domaines épizonaux et mésozonaux ont une importance et un développement inégaux.

Les effets d'un métamorphisme de faible intensité, épizonal, sont sensibles dans toute la série paléozoïque jusque dans les termes les plus élevés du Silurien. Ils se traduisent pas la recristallisation ou la néocristallisation des minéraux phylliteux.

Le métamorphisme mésozonal est, au contraire, cantonné dans un domaine étroit et n'affecte qu'une tranche de terrains relativement mince. Ainsi, dans la terminaison nord de la série paléozoïque (fig. 27) la largeur totale des ectinites comprise entre le front des anatexites et l'isograde pyrophyllite-andalousite n'excède pas 2 à 3 km. L'épaisseur de la mésozone ne peut être qu'inférieure ou égale à cette valeur.

2) Pétrographie et paragénèses minérales

a)- Les formations schisteuses dans l'épizone

Elles renferment toujours de la séricite et de la chlorite et se rangent dans deux zones distinctes selon que la biotite est présente ou non. Ce sont :

- la zone à muscovite et chlorite ;
- la zone à muscovite, chlorite et biotite.

(+) - La zone à muscovite et chlorite

Elle correspond aux conditions les plus superficielles de l'épizone et contient l'ensemble des terrains siluriens et une partie de la série ordovicienne (schistes du Llandeilo, notamment).

Trois principaux faciès pétrographiques peuvent être reconnus :

- schites à séricite et chlorite ;
- schistes à séricite, chlorite et chloritoïde ;
- schistes à séricite.

o - Le premier, le plus banal, se rencontre dans le Silurien, l'Ordovicien et dans la partie supérieure des schistes cambro-ordoviciens.

Ce sont des roches de composition minéralogique très simple, formées de quartz, séricite abondante, chlorite rare et de divers minéraux accessoires tels que zircon, apatite, rutile, minerai opaque.

Leur structure microscopique diffère selon les niveaux stratigraphiques.

- Dans le Silurien, la structure, très régulière, est finement feuilletée. Tous les minéraux phylliteux sont disposés dans le plan de la schistosité avec toutefois des développements variables. Les phyllites incolores, se présentent sous deux formes.

  . en très petits cristaux trapus, mal individualisés, souvent difficiles à voir au microscope
  . en lamelles bien individualisées, minces, très allongées et souvent isolées.

Les premières, presque cryptocristallines, correspondent certainement aux phyllites détritiques, réorientées lors du plissement, puis faiblement

recristallisées. Les secondes, nettement plus cristallisées, régulièrement disposées dans le plan de la schistosité S_2, sont d'origine métamorphique.

- Dans les schistes llandeiliens ou cambro-ordoviciens, les phyllites sont généralement mieux cristallisées et d'autant mieux que l'on se rapproche de la mésozone. Elles se présentent encore en petits cristaux assez trapus, tous disposés dans la plan de la schistosité S_1. Celle-ci est déformée par un clivage de crénulation S_2. Lorsque le plan du clivage de crénulation est très oblique ou perpendiculaire à S_1, et à condition que le métamorphisme soit suffisamment élevé, on observe le développement de nouveaux cristaux de séricite. Ceux-ci, minces et allongés, tout à fait semblables à ceux rencontrés dans le Silurien, sont disposés dans le plan S_2 qui correspond donc à une véritable schistosité métamorphique.

Lorsque S_1 et S_2 font un angle petit, les néocristallisations de séricite tendent à se développer dans le plan de S_1 et donc à se confondre avec les phyllites détritiques simplement recristallisées. Elles s'en distinguent cependant par leur forme allongée, très particulière, et par le fait qu'elles ne sont pas déformées par S_2

o - Les schistes à séricite, chlorite et chloritoïde, constituent un faciès très localisé, propre à certains niveaux du Llandeilo.

Ce sont des schistes identiques aux précédents, quoique de couleur plus foncée, où se rencontrent de très petits cristaux de chloritoïde (0,05 sur 0,5 mm au maximum), souvent en abondance. Ces cristaux ont ici une orientation quelconque et sont postérieurs au clivage S_2. La présence de chloritoïde paraît liée à une composition chimique particulière des schistes (grande richesse en fer, présence de matière organique) et ne s'observent que dans des niveaux déterminés.

o - Enfin, les schistes à séricite seule, typiquement siluriens, associés aux volcanites acides, montrent une composition minéralogique très simple (quartz séricite et zircon parfois abondant). Leur structure feuilletée, très régulière, est déterminée par des alternances de lits quartzeux et sériciteux.

En définitive, la zone à muscovite et chlorite est caractérisée par les paragénèses minérales suivantes :

- quartz-séricite
- quartz-séricite-chlorite
- quartz-séricite-chlorite-chloritoïde

(-) - La zone à muscovite, chlorite et biotite

L'entrée dans cette zone est marquée par l'apparition de la biotite.

Les schistes se distinguent assez peu de ceux de la zone précédente Ils se reconnaissent parfois à une teinte générale plus claire et à une cristallinité plus prononcée de la séricite. En général, les trois micas sont étroitement associés dans le plan de la schistosité.

La biotite forme le plus souvent des cristaux petits, mal individualisés, avec des caractères optiques légèrement anormaux (pléochroïsme pâle, biréfringence faible). Dans certains cas, elle présente des caractères indiquant un développement relativement tardif (phénoblastes discordants sur la schistosité).

Etant donné la nature du matériel métamorphisé, essentiellement

schisteux et donc riche en alumine, les seules réactions susceptibles de conduire à l'apparition de biotite sont :

- muscovite + chlorite ⟶ biotite + chlorite
(F. J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960)

- 3 muscovite + 5 prochlorite ⟶ 3 biotite + 4 chlorite Al + 7 quartz + 4 H_2O
(H. G. F. WINKLER, 1967)

Mais, en fait, tous les schistes paléozoïques sont caractérisés par un contenu en chlorite très réduit et ces réactions n'ont fonctionné que de manière très limitée. Le plus souvent, la biotite est rare ou absente dans cette zone, montrant ainsi la grande richesse en alumine et la faible teneur en potasse des schistes.

Ceci explique le contraste parfois étonnant que l'on observe parfois à la partie inférieure du Paléozoïque entre les porphyroïdes de l' "Ollo de Sapo" et les schistes cambro-ordoviciens. Les premiers sont très largement cristallisés avec de la muscovite et de la biotite en grand cristaux, bien visibles à l'oeil nu. Les roches immédiatement sus-jacentes sont, au contraire, des séricito-schistes gris ou noirs, simplement lustrés, qui ne renferment pas de biotite. Pourtant, l'étude microscopique prouve bien qu'elles ont été soumises à des conditions épizonales inférieures ou même mésozonales (présence de l'association andalousite-staurotide).

Dans les schistes, le développement de la biotite est retardé ou empêché par l'absence de potasse. De ce fait, il n'est pas possible d'y suivre un isograde de la biotite.

En revanche, dans ce matériel hyper-alumineux, l'andalousite a cristallisé en abondance. Compte tenu de l'homogénéité de la composition des schistes il est possible de cartographier un isograde de l'andalousite correspondant au fonctionnement de l'une des deux réactions suivantes.

- 1 pyrophyllite ⟶ 1 andalousite + 3 quartz + H_2O
(E. ALTHAUSS, 1967)

- 4 muscovite + 1 chlorite + 5 quartz ⟶ 4 phengite + 1 chlorite + 2 andalousite
(S. VELDE, 1967)

Etant donné la rareté de la chlorite, la première réaction paraît la plus vraisemblable.

Le développement de l'andalousite marque l'établissement des conditions physiques de l'épizone inférieure (E. ALTHAUS, 1966 ; H. G. F. WINKLER, 1970)

L'andalousite forme des cristaux automorphes de taille variable : prismes de 0,1 à 1 cm de côté et de 1 à 10 cm de long. Elle donne aux schistes un aspect noduleux très caractéristique.

Dans la zone à muscovite, chlorite, biotite, l'andalousite participe aux paragénèses minérales suivantes :

- quartz-muscovite-chlorite-andalousite
- quartz-muscovite-chlorite-chloritoïde-andalousite
- quartz-muscovite-chlorite-biotite-andalousite

b)- Les formations schisteuses dans la mésozone

La limite épizone-mésozone est en principe marquée par la disparition de la chlorite. Les deux seuls micas restant stables sont alors la biotite et la muscovite.

Toutefois, cette disparition de la chlorite a lieu à des hauteurs différentes, au sein d'une même série métamorphique, selon la nature des roches. Ainsi, dans les schistes, la chlorite et le chloritoïde persistent jusqu'à la limite épizone-mésozone et même dans la partie supérieure de la mésozone. Ces mêmes minéraux disparaissent précocement dans des roches feldspathiques comme les arkoses schisteuses de l' "Ollo de Sapo". Aussi est-il nécessaire de définir cette limite sur l'apparition d'un autre minéral, propre aux roches alumineuses : la staurotide.

Nous distinguerons ici deux zones de métamorphisme :
- l'une, dans laquelle la staurotide est stable à côté de l'andalousite ;
- l'autre, où seule l'andalousite est stable.

(+) - La zone à andalousite et staurotide

Les termes les moins profonds de cette zone se caractérisent par l'association suivante :
- quartz-muscovite-chlorite-chloritoïde-andalousite-staurotide.

Cette paragénèse, très rare dans la région étudiée, se singularise par l'abondance de la biotite. Ce fait peut indiquer que la staurotide s'est formée selon la réaction :

- chloritoïde + andalousite ou pyrophyllite ⟶ staurotide + quartz + H_2O
(G. HOSCHEK, 1969)

L'étude expérimentale de cet équilibre montre que la staurotide se forme à des températures relativement basses par rapport aux autres réactions de formation de ce minéral. Ceci expliquerait alors la persistance de chlorite.

En règle générale, la staurotide s'observe dans la paragénèse minérale suivante :
- quartz-muscovite-biotite-andalousite-staurotide

La présence, très générale, de biotite à côté de la staurotide indiquerait que ces minéraux se sont développés selon une des réactions suivantes :

- chloritoïde + muscovite + quartz ⟶ staurotide + biotite + H_2O
(C. E. TILLEY, 1925)

- chlorite + muscovite ⟶ staurotide + biotite + quartz + H_2O
(G. HOSCHEK, 1969)

Dans les roches présentant cette paragénèse, la staurotide forme de petits cristaux de 0,5 à 5 mm de long, isolés, souvent automorphes, riches en inclusions diverses (structure hélicitique). L'andalousite est en phénoblastes souvent de grande taille (prisme atteignant parfois 2 cm de côté), toujours automorphes, à structure hélicitique complexe. Le fond de la roche est formé de quartz et de micas bien réglés dans le plan de la schistosité.

Ces schistes à andalousite et staurotide sont relativement rares. Le

plus souvent, on rencontre, dans cette zone, des schistes à andalousite seule montrant la paragénèse suivante :

- quartz-muscovite-biotite-andalousite

Cette paragénèse se rencontre également dans la zone sous-jacente.

(+) - La zone à andalousite seule

Cette zone correspond au domaine des conditions physiques dans lequel la staurotide devient instable. Ce minéral se transforme en andalousite selon la réaction :

- staurotide + muscovite + quartz ⟶ andalousite + biotite + H_2O
(G. HOSCHEK, 1969)

Cette réaction est souvent incomplète et on observe alors des reliques de staurotide isolées, blindées dans une plage d'andalousite.

La limite entre zone à staurotide et andalousite et zone à andalousite seule est difficile à cartographier. En effet, la staurotide en relique, identifiable seulement au microscope, est souvent absente.

Les paragénèses minérales les plus courantes sont :

- quartz-muscovite-biotite-andalousite
- quartz-muscovite-biotite-andalousite-sillimanite

La première, extrêmement répandue, se rencontre dans des roches qui présentent l'aspect de micaschistes. Nous l'avons également observée dans des pegmatoïdes, roches à grosses andalousites (prismes de 1 à 2 cm de côté), de couleur rose et formant des poches ou des lentilles de 1 à 2 dm d'épaisseur La couleur grise et l'aspect lustré caractéristiques des schistes paléozoïques ont disparu. Biotite et muscovite, quoiqu'en cristaux assez petits, sont bien développées et visibles à l'oeil nu.

Au microscope, ces micaschistes montrent une schistosité bien réglée, soulignée par l'étroite association en lits de la biotite et de la muscovite. La mésostase, toujours largement cristallisée, est formée de quartz et de micas.

Les phénoblastes d'andalousite, automorphes, zonés, à structure hélicitique ou rotationnelle, sont souvent étroitement moulés par la schistosité (pl. IX, fig. 28, 31)

La seconde est plus rare et toujours cantonnée au voisinage du front de la migmatisation hercynienne. Elle s'observe dans deux types de faciès pétrographiques.

o - Dans certains micaschistes à deux micas et andalousite, tout à fait identiques à première vue à ceux décrits ci-dessus, on observe au microscope l'apparition de rares fibres de sillimanite. Celle-ci cristallise aux dépens de l'andalousite.

o - Dans d'autres micaschistes, situés à quelques mètres seulement du front des migmatites, on observe une pseudomorphose beaucoup plus importante. La sillimanite se développe, dans le plan de la schistosité, autour des cristaux d'andalousite, en auréoles lenticulaires de 1 à 2 cm de diamètre

Une telle pseudomorphose est bien visible le long de la piste forestière de Montederramo à Penadiz, au Sud de Gabin (1). On y observe, en outre, une importante muscovitisation des schistes, phénomène tardi-migmatique, fréquemment, mais très localisé.

Cette zone à andalousite et sillimanite a toujours un développement restreint à quelques dizaines de mètres au maximum.

c)- Les formations schisteuses dans la catazone

L'existence d'un métamorphisme hercynien de degré catazonal est bien prouvé par la présence de domaines migmatitiques caractérisés par des paragénèses minérales où la muscovite est absente. Ce métamorphisme catazonal est plus difficile à déceler dans les ectinites.

Dans les terrains paléozoïques du synclinal de Verin, un domaine migmatitique s'est étendu au Sud de Montederramo. Dans cette région, il est possible d'observer le passage migmatites-ectinites. Mais les ectinites ont été atteintes par un processus tardif de muscovitisation. Celui-ci a provoqué la chloritisation de la biotite et un grand développement de muscovite secondaire en grands cristaux discordants. De ce fait, les paragénèses minérales du métamorphisme progressif sont en majeure partie oblitérées et difficilement identifiables avec certitude.

Au microscope, il semble que toute la muscovite soit secondaire. Dans ce cas, la muscovite primaire aurait disparu selon la réaction :

$$\text{muscovite} + \text{quartz} \longrightarrow \text{andalousite-sillimanite} + \text{feldspath K} + H_2O$$

Toutefois, le feldspath potassique n'a pas été observé (feldspath séricitisé ?).

En tous cas, cette catazone, si elle a existé, a eu une épaisseur très réduite.

Donc, les ectinites formées aux dépens des terrains paléozoïques, dans les degrés les plus élevés du métamorphisme, appartiennent essentiellement à la mésozone (2)

Il semble que la limite mésozone-catazone, correspondant à la disparition de la muscovite, coïncide à peu près avec le front de la migmatisa-

---

(1) Carte topographique au 1/50 000, n° 227, "Manzaneda", x = 3° 47' 35" y = 42° 15' 40"

(2) R. CAPDEVILA a publié en 1969 une carte montrant l'extension du métamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne. Les terrains paléozoïques inférieurs de la bordure nord-est du synclinal de Verin y figurent dans la catazone. Cette attribution est basée :

1 - sur une définition élargie de la catazone qui, selon l'auteur (p. 75), correspond "aux zones situées sous l'isograde de la sillimanite et qui, dans ce cas, équivalent essentiellement aux gneiss supérieurs, c'est à-dire aux gneiss à deux micas et sillimanite". (zone Z^2 de J. JUNG et M. ROQUES, 1952).

2 - sur des observations de terrain incomplètes, la sillimanite étant en réalité absente, sauf au Nord, au front des migmatites de Montederramo.

Son tracé des limites de la mésozone, toujours sur la bordure nord est du synclinal de Verin, procède de la même démarche.

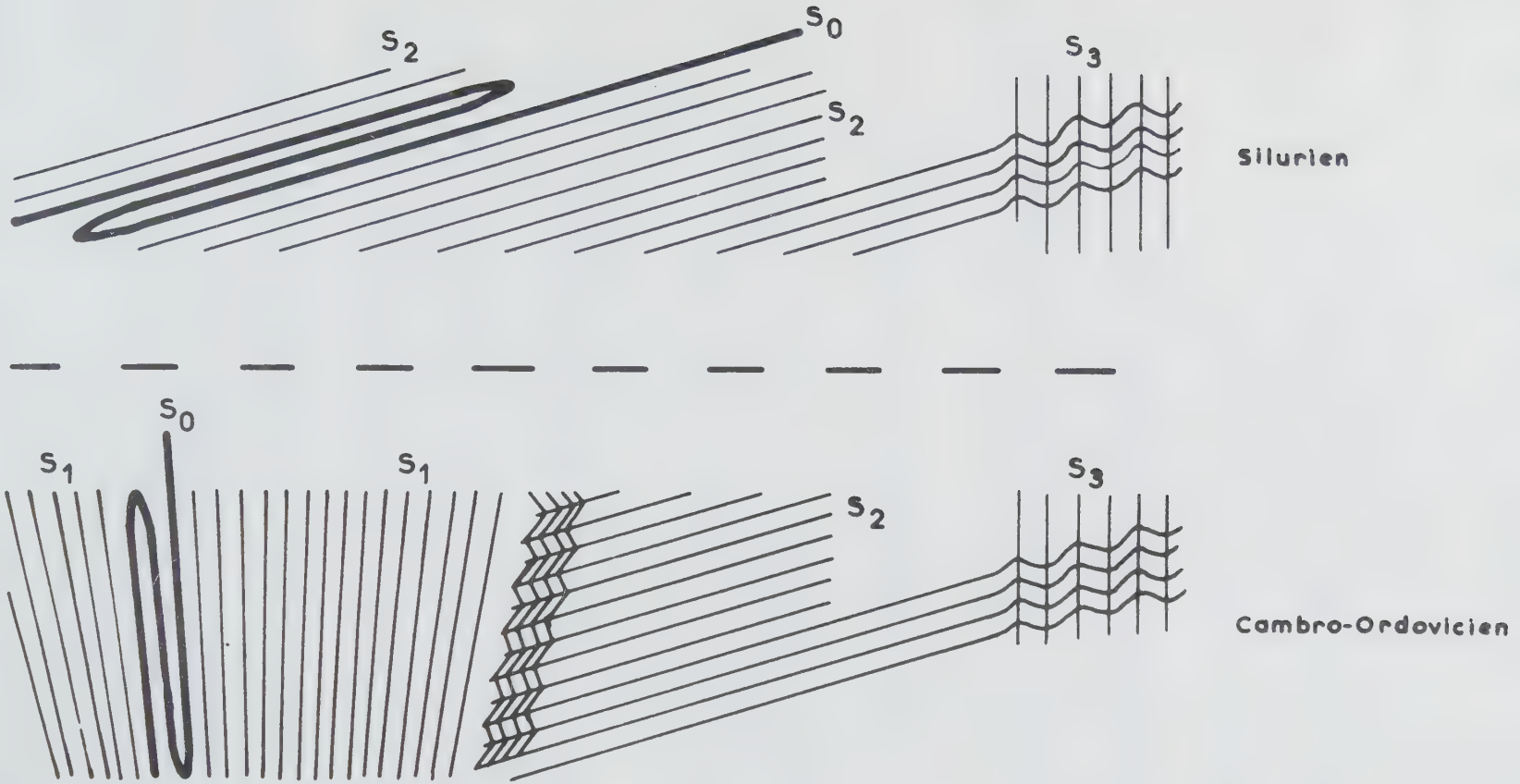


Figure 29. Schéma de la superposition des phases 1, 2 et 3 dans les faciès schisteux du Cambro-Ordovicien et du Silurien.

tion. La transformation polymorphique andalousite-sillimanite a lieu peu avant le début de cette migmatisation.

D'autres paragénèses minérales, où la muscovite est absente, s'observent dans la série paléozoïque, notamment au Nord-Ouest de Verin. Elles se rattachent toutes à un métamorphisme de contact typique qui se superpose parfois aux effets du métamorphisme régional.

C. Relations entre les cristallisations métamorphiques et les déformations. Etude microtectonique

L'inventaire des paragénèses minérales présentes au sein d'une série permet de déterminer avec plus ou moins de précision les conditions physiques ayant permis le métamorphisme régional. Mais celui-ci s'accompagne toujours d'épisodes de plissement ou de déformation antérieurs, contemporains ou postérieurs au paroxysme de la cristallisation.

L'étude des relations chronologiques entre les déformations successives et les diverses cristallisations permet :

- de situer l'épisode principal du métamorphisme par rapport à une suite de déformations dont l'ordre exact est connu par l'étude structurale (chapitre 2) ;
- de suivre, dans le détail, des épisodes mineurs de déformation et donc de mieux connaître le "climat" de contraintes ayant accompagné le métamorphisme.

Dans ce but, nous avons examiné et suivi en détail les relations géométriques entre d'une part, les structures internes, témoins d'un état ancien de la roche, conservées et visibles dans certains phénoblastes, et, d'autre part, la structure externe (schistosité de la matrice) à ces mêmes phénoblastes (cf. les travaux de A. DEMAY, 1942 ; H. J. ZWART, 1960, 1962, 1963 ; R. W. JOHNSON, 1963 ; A. B. ROY, 1966 ; B. HARTE et R. W. JOHNSON, 1969).

L'andalousite se prête particulièrement bien à une étude microtectonique en raison de la grande taille et du caractère poecilitique de ses cristaux. Elle présente, en outre, l'avantage de posséder un champ de stabilité large allant de l'épizone inférieure à la mésozone.
La staurotide, trop peu abondante, a été rarement utilisée.

Rappelons que les structures des terrains cambro-ordoviciens et siluriens sont différentes (chapitre 2).
Dans le Cambro-Ordovicien, trois phases sont reconnaissables (fig. 29).

- Phase 1 : plissement de grande amplitude ayant développé une schistosité S_1 subverticale ou déversée vers le socle.
- Phase 2 : plissement en régime tangentiel, responsable de l'apparition d'un clivage de crénulation ou d'une schistosité S_2.
- Phase 3 : plissement à grand rayon de courbure et clivage de crénulation S_3.

Dans le Silurien, la phase 2, responsable du développement de la schistosité primaire et la phase 3 sont seules présentes.

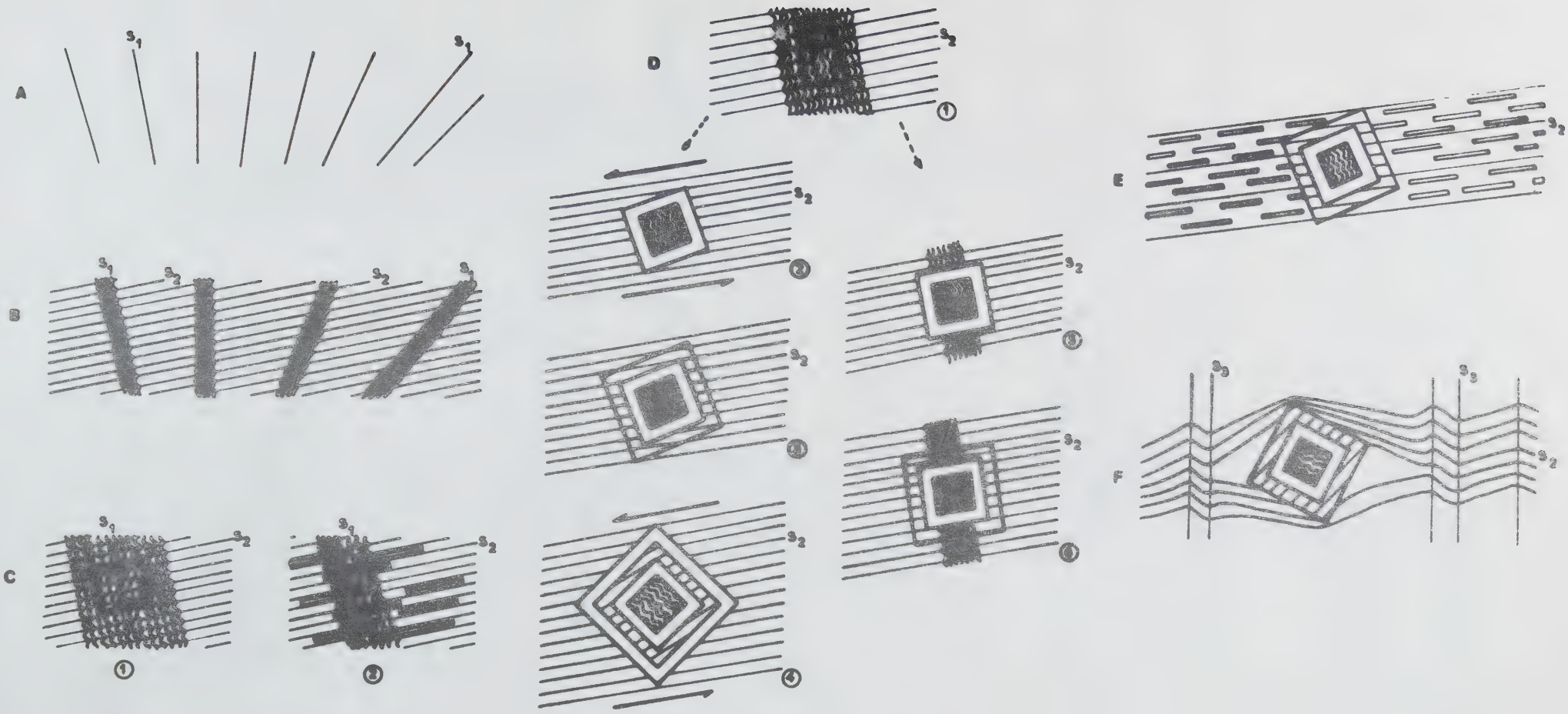


Figure 30. Schéma de la succession des cristallisations métamorphiques et des déformations (explication dans le texte)

1) Le Cambro-Ordovicien

a)- L'étude de la succession des phases de déformation et de cristallisation dans les schistes du Cambro-Ordovicien permet de faire deux constatations majeures.

(+) - La cristallisation de l'andalousite est postérieure au développement du clivage de crénulation S_2.

La plupart des cristaux montrent une structure interne, marquée par des impuretés diverses (grains de quartz ou de minerai opaque), correspondant à une fine crénulation (pl. IX, fig. 28 à 31).

Lorsque le degré métamorphique n'est pas trop élevé (épizone inférieure) et la matrice schisteuse peu recristallisée, on peut observer une accordance parfaite entre les structures crénulées à l'intérieur et à l'extérieur.

Lorsque le métamorphisme est mésozonal, les néocristallisations de micas deviennent importantes. La structure crénulée disparaît dans la matrice, mais reste bien visible à l'intérieur des phénoblastes d'andalousite.

(+) - La cristallisation de la muscovite se déroule selon deux processus :

- Dans le domaine épizonal supérieur, le mica blanc se forme par simple recristallisation des phyllites détritiques. Celles-ci augmentent légèrement de taille tout en conservant leur orientation primitive. De ce fait, la structure générale de la roche, et notamment les crénulations dues à la phase 2, ne sont pas effacées.

- Dans le domaine mésozonal, il y a néocristallisation de muscovite. Les cristaux se développent dans le plan axial des crénulations, c'est-à-dire dans le plan de S_2 qui est donc une véritable schistosité. Cette néocristallisation est particulièrement visible lorsque les plans de S_1 et S_2 sont franchement obliques (pl. VIII, fig. 24, 25). Lorsque les deux plans font un angle faible, ce qui est le cas en particulier au voisinage du socle, micas recristallisés et micas néocristallisés ont des orientations voisines ou identiques et se confondent dans le même plan de la schistosité.

Ces deux constatations permettent de situer l'épisode principal de métamorphisme au cours de la phase 2 de plissement. Le développement de la crénulation et du clivage S_2 a été immédiatement suivi par la cristallisation de l'andalousite et de la muscovite.

b)- Les observations de terrains et l'étude de nombreuses lames minces permettent de reconstituer la chronologie des déformations et des cristallisations (fig. 30, pl. IX).

(+) - Plissement de phase 1 (phase taconique)

Il se traduit par le développement d'un clivage de fracture dans les niveaux compétents et d'une schistosité de flux dans les formations argileuses. Etant donné la faible profondeur à laquelle s'est développé le plissement, les recristallisations ont été absentes ou très réduites. Il y a eu probablement une simple réorientation des phyllites détritiques dans le plan de S_1, accompagnée peut-être d'une recristallisation diagénétique.

(+) - Plissement de phase 2 (hercynien)

Il a tout d'abord provoqué l'apparition d'un clivage de crénulation S_2 plus ou moins marqué selon l'orientation relative des plans S_1 et S_2 (fig. 30B).

(+) - Le développement de S_2 coïncide avec l'installation, dans les parties les plus profondes de la série paléozoïque, de conditions physiques propices à un métamorphisme épizonal à mésozonal.

Divers minéraux cristallisent dès ce moment.

- Les phénoblastes d'andalousite et de staurotide, poecilitiques, conservent la trace des crénulations de la matrice et montrent une structure hélicitique (fig. 30 C.1)

- La muscovite se développe, soit par recristallisation des phyllites d'origine détritique, soit par néocristallisation dans le plan de S_2 (cristaux minces et allongés). Avec le métamorphisme croissant, cette muscovite néocristalline effacera peu à peu la structure crénulée et donc S_1 (fig. 30 C.2).

Dans les zones les plus profondes, la biotite cristallise conjointement avec la muscovite.

(+) - Le développement des phénoblastes d'andalousite et de la schistosité S_2 est accompagné de mouvements de glissement intra-schisteux, correspondant à des variations locales ou générales de la valeur des contraintes.

Les mouvements de glissement dans le plan de la schistosité S_2, contemporains du métamorphisme, ont provoqué la rotation des phénoblastes d'andalousite (fig. 3O D.1.2).

Les épisodes de rotation se marquent dans les cristaux par l'existence de zones concentriques, homogènes, limpides, dépourvues d'inclusions, qui alternent avec des zones poecilitiques, montrant une structure interne et correspondant à un épisode statique (fig. 3O D.3)

On observe ainsi des cristaux qui présentent deux ou trois enveloppes limpides séparées par des zones poecilitiques. La partie centrale des cristaux montre une structure interne finement crénulée. L'examen de la structure interne de ces zones poecilitiques révèle qu'il y a eu, entre chacune d'elles, rotation de l'ensemble du cristal. Chaque zone poecilitique correspond donc à une période de cristallisation sans mouvement et donc essentiellement statique (fig. 3O D.1 & 3). Chaque zone limpide correspond, au contraire, à une période de cristallisation durant laquelle il y a eu rotation du cristal (fig. 3O D.2 & 4).

Si on fait abstraction des zones limpides, ces cristaux d'andalousite présentent une structure rotationnelle typique, mais discontinue, intermittente, à "facettes" (fig. 3O D.4).

On observe aussi, parfois, une zonation sans structure rotationnelle. Il y a, au contraire, une accordance presque parfaite entre les structures internes de la zone centrale et des enveloppes poecilitiques (fig. 30 D.5.6)

Par analogie avec le cas précédent, nous pensons qu'il y a eu, là aussi, variation périodique de la valeur des contraintes entraînant le développement de zones cristallines avec ou sans inclusions.

(+) - Le terme ultime de la phase principale de métamorphisme dans les ectinites correspond au développement d'une schistosité S_2 dans le plan de laquelle biotite et muscovite sont bien réglées. Toute trace de structure ancienne, et notamment de crénulation, a disparu sauf dans les phénoblastes (fig. 30 E)

(+) - La phase 3 développe un clivage de crénulation relativement

fruste et déforme la schistosité S_2. Selon que l'angle d'intersection entre les plans S_2 et S_3 est grand ou petit, il apparaît, soit une véritable crénulation qui déforme les micas en petits plis arrondis (fig. 30 F), soit une structure grossièrement amygdalaire rappelant celle d'une phyllonite. Dans les deux cas, la schistosité S_2 est déformée et vient mouler les phénoblastes d'andalousite.

Postérieurement, interviennent divers épisodes de rétromorphose responsables de phénoblastèses tardives (biotite, muscovite, chlorite).

2) Le Silurien

La succession des déformations et des cristallisations dans le Silurien est beaucoup plus simple en raison de l'absence de la phase 1 et de la faible intensité du métamorphisme (épizone supérieure).

Les micas, séricite et chlorite, cristallisent dans le plan de la schistosité S_2. Ils sont replissés par le clivage de crénulation S_3.

D. Les phénomènes de rétromorphose

Différents phénomènes de rétromorphose, d'origine et d'importance variables se sont manifestés tardivement, après la phase 3 de plissement.

Le plus important est localisé au front des migmatites hercyniennes et consiste essentiellement en une muscovitisation intense, mais d'extension restreinte (quelques dizaines de mètres de large). Andalousite et staurotide sont partiellement pseudomorphosées par de grands cristaux de muscovite (0,1 à 1 cm) d'orientation quelconque. On observe alors une auréole de muscovite, respectant à peu près les contours de l'ancien cristal, entourant une zone centrale formée par un reste d'andalousite ou de staurotide.

Parallèlement, dans la matrice schisteuse, une phénoblastèse a développé des cristaux de muscovite et de chlorite discordants sur la schistosité.

Enfin, la biotite a été décolorée ou chloritisée.

Ce phénomène de muscovitisation correspond probablement à un phénomène tardimigmatique, d'origine hydrothermale.

Un phénomène analogue consiste en une séricitisation de l'andalousite. Celle-ci présente fréquemment une couronne plus ou moins large de séricite en très petits cristaux.

Cette rétromorphose s'observe à différents niveaux de la série métamorphique. Elle est plus particulièrement développée au voisinage des filons de quartz minéralisés ou des zones imprégnées de tourmaline. Elle est certainement liée, elle aussi, à une phase hydrothermale ou pneumatolytique tardive.

III. LA MIGMATISATION

Le métamorphisme régional, dont nous venons de voir les principaux caractères dans les ectinites, a développé, dans les zones plus profondes, un phénomène de migmatisation très important.

A. Caractères généraux de la migmatisation

Dans la région étudiée, les domaines migmatiques se rangent en deux grandes catégories selon qu'ils se trouvent directement associés à des terrains paléozoïques ou, au contraire, isolés dans des formations plus anciennes, précambriennes ou d'âge indéterminé (carte H. T. et fig. 27)

Cette première catégorie comprend les migmatites de Montederramo. Celles-ci se sont mises en place dans les terrains cambro-ordoviciens de la série de Verin et leur front atteint localement les quartzites de l'Arénig.

Dans la seconde catégorie se rangent différents domaines d'importance variée :

- migmatites et granites migmatiques de Celanova, au Sud d'Orense ;
- migmatites homogènes, de la Sierra Segundera, à l'Est de Viana del Bollo.

Toutes ces formations, qui se sont développées aux dépens de terrains d'âge et de nature variés, se signalent par un ensemble de caractères communs.

1) Les faciès macroscopiques

Ces formations migmatiques montrent une très grande variété d'aspect. On y rencontre tous les faciès intermédiaires entre un granite presque parfaitement homogène et des migmatites plus ou moins homogènes du type anatexite.

a)- Les faciès granitiques

Les domaines cartographiés comme "migmatites homogènes" sont en fait constitués par une intrication très étroite de roches à faciès soit migmatiques soit franchement granitiques. Ces dernières peuvent former des aires importantes (quelques centaines de m^2 à 1 ou 2 km^2), mais elles ne correspondent pas à des massifs nettement individualisés. Il y a toujours un passage progressif plus ou moins rapide entre granite franc et migmatites. De plus, l'examen attentif de ces granites révèle fréquemment l'existence d'une structure légèrement hétérogène (micas orientés ou groupés en "mouches") ou même nébulitique.

La distinction entre granite franc et migmatites est, de ce fait, aléatoire. Mais on peut estimer que ces zones granitiques plus ou moins homogènes ont au total une importance égale à celle des migmatites franches.

b)- Les migmatites

Elles se caractérisent par un faciès granitoïde plus ou moins prononcé. Ce sont des migmatites homogènes, généralement à faciès d'anatexites (J. JUNG et M. ROQUES, 1952), dans lesquelles la part du matériel de nature granitique est prépondérante.

Leur structure générale se singularise par la disposition irrégulière et désordonnée des niveaux sombres, micacés (mélanosomes), et clairs, de composition granitique (leucosome). Elle montre tous les types intermédiaires entre une structure nébulitique franche et une structure en schlieren.

Le mélanosome, largement cristallisé, riche en biotite et sillimanite, constitue des lits, plus ou moins lenticulaires, discontinus, disposés soit à peu près régulièrement (pl. VIII, fig. 26), soit, au contraire d'une manière confuse, désordonnée (pl. VIII, fig. 27) (structure "turbulente" de H. MEHNERT, 1967, ou "wildmigmatites" de A. BERTHELSEN, 1962).

Le leucosome, généralement à grain moyen, à feldspaths automorphes, quadrangulaires, montre fréquemment des zones à faciès pegmatitiques. Ces dernières forment des niveaux plus ou moins lenticulaires, à bords flous, concordant avec les niveaux de mélanosome et de leucosome à grain moyen.

L'importance relative, très variable d'un point à l'autre, de ces deux parties, détermine la structure générale des migmatites (structure nébulitique ou en schlieren).

Toutes ces migmatites se caractérisent par l'absence de structures plissées bien réglées. Les plis, dessinés par les lits de mélanosome, ne présentent aucune orientation cohérente, même à l'échelle de l'affleurement.

D'autres structures, différentes des précédentes, s'observent aussi quelquefois. Ce sont des structures d'embréchites oeillées ou amygdalaires, de gneiss rubannés qui, bien qu'étant très floues et comme estompées, évoquent encore très nettement celles d'un gneiss oeillé ou d'une épibolite. Dans certains cas, il est possible de voir le passage de ces embréchites ou de ces gneiss rubannés à des enclaves ou des panneaux plus ou moins épargnés par la migmatisation (gneiss oeillés d'origine ortho; paragneiss).

c)- Les formations non migmatisées

Au sein des migmatites homogènes, il est fréquent de rencontrer des enclaves de quelques mètres ou même des panneaux de plusieurs kilomètres peu ou pas affectés par la migmatisation homogène. Ceux-ci permettent de déterminer les caractères et la nature d'une partie des formations anciennes.

Ainsi, dans les migmatites de Montederramo, on trouve des enclaves à structure oeillée dont le faciès s'apparente tout à fait à celui des orthogneiss oeillés du type Porto ou des porphyroïdes grossières de l' "Ollo de Sapo".

Dans les migmatites de Celanova, au Nord de Covas (1), se trouve un panneau de plusieurs km^2 constitué par :

- des gneiss oeillés, à gros yeux de feldspath potassique, indemnes de toute migmatisation et semblables en tous points à ceux du massif de Porto (orthogneiss) ;
- des épibolites typiques, pétrographiquement et structuralement identiques à celles de la série de Viana del Bollo (elles sont notamment affectées par un plissement en chevron, bien réglées, d'amplitude décimétrique, à plan axial subhorizontal).

Enfin, toujours au sein des migmatites homogènes, se rencontrent des bancs isolés ou des boudins de roches réfractaires. Dans les migmatites de Celanova, on trouve des quartzites, des gneiss à amphibole ou à amphibole et grenat et des pyroxénites qui sont identiques à ceux de la série de Viana del Bollo.

d)- L'ensemble de ces divers faciès granitiques ou migmatiques plus ou moins homogènes est recoupé en tous sens par des filons d'aplite et surtout de pegmatite à muscovite. Ceux-ci rectilignes, à bords nets, souvent zonés, se distinguent aisément du matériel leucosomique à faciès pegmatoïde.

---

(1) Carte topographique au 1/50 000, n° 302, "Baltar", x = 4° 05' 30", y = 41° 57' 25"

2) Le passage migmatites-ectinites

Le front des migmatites homogènes est visible :
- au Sud et au Sud-Ouest de Montederramo, dans les schistes cambro-Ordoviciens ;
- au Nord de Celanova, dans les gneiss de la série de Celanova ;
- dans la Sierra Segundera, à l'Est de Porto et de Pias, dans les gneiss oeillés et dans les épibolites.

a)- Dans ces trois cas, le passage des migmatites aux ectinites est rapide et la zone de transition étroite

Dans les schistes cambro-ordoviciens, le passage se fait en quelques mètres. On passe, presque sans transition, des anatexites à des micaschistes à biotite et andalousite-sillimanite. De rares intercalations de matériel leucosomique s'observent parfois dans les micaschistes.

Au Nord de Celanova, le passage a lieu en quelques mètres ou dizaines de mètres. Une zone de transition, matérialisée par la présence de passées leucosomiques, s'observe quelquefois dans les gneiss. Les migmatites sont ici des anatexites typiques ou, localement, des embréchites amygdalaires (embréchites de Celanova).

Dans la Sierra Segundera, le passage des épibolites et des gneiss aux migmatites homogènes est plus progressif. Les parties micacées de ces roches (mélanosome des épibolites et schistosité des gneiss) s'estompent peu à peu deviennent moins importantes, tandis que le matériel leucosomique devient prépondérant. Epibolites et gneiss oeillés prennent peu à peu un faciès franchement granitoïde, plus homogène, et passent insensiblement à un granite migmatique. Celui-ci montre encore souvent des structures reliques héritées, telles que des rubannements. Le passage se fait, selon les cas, en quelques dizaines ou en une centaine de mètres.

b)- La disposition du front des migmatites par rapport aux structures tectoniques des ectinites montre que la migmatisation homogène est un phénomène tardif, postérieur aux phases majeures de plissement. En effet, la migmatisation recoupe et efface la schistosité et les grandes structures plissées des ectinites. Tout se passe comme si elle provoquait une réhomogénéisation des terrains qu'elle affecte.

c)- Dans les ectinites, au front des migmatites, un phénomène très général de muscovitisation s'est développé sur une épaisseur variable. Il a provoqué l'apparition de cristaux de muscovite de grande taille, discordants sur la schistosité, la "muscovitisation" des silicates d'alumine (andalousite, sillimanite, staurotide) et la chloritisation de la biotite.

Nous avons déjà décrit ce phénomène dans les ectinites paléozoïques au front des migmatites de Montederramo.

Dans la série de Celanova, cette muscovitisation s'étend sur une largeur de 20 à 40 m. Les cristaux sont ici particulièrement grands (jusqu'à 1 ou 2 cm). Elle est parfois absente et, dans ce cas, les migmatites sous-jacentes ne renferment pas de muscovite (embréchites et anatexites de Celanova, par exemple).

Dans la série de Viana del Bollo, la muscovitisation a été particulièrement intense. Elle a été accompagnée d'un développement de chloritoïde en grands cristaux discordants.

3) Hauteur du front de la migmatisation

La bordure nord-est du synclinal de Verin est la seule région où la hauteur atteinte par la migmatisation peut être estimée par rapport à des repères stratigraphiques sûrs.

On constate que le front des migmatites est nettement oblique par rapport à la base de la série paléozoïque. A l'Ouest de Montederramo, il monte jusqu'aux quartzites de l'Arénig. Plus à l'Est, dans la Sierra de Queija, il reste au-dessous des porphyroïdes de l' "Ollo de Sapo". Les isogrades de la sillimanite et de l'andalousite montrent la même obliquité (fig. 27).

Dans les autres régions, la position du front des migmatites est difficile à situer faute de repère. On peut remarquer toutefois qu'elle est franchement indépendante vis à vis des grands ensembles lithologiques. Ainsi, dans la Sierra Segundera, les migmatites homogènes se sont développées aussi bien dans les gneiss oeillés de Porto que dans les épibolites de la série de Viana del Bollo.

B. Etude pétrographique

Selon leur composition minéralogique, les formations migmatiques se rangent dans deux grandes catégories caractérisées :

- l'une par l'absence de muscovite ;
- l'autre par l'abondance de ce même minéral.

La première rassemble des roches d'un même degré métamorphique, nettement catazonal. La seconde comprend des roches variées dont certaines dérivent cependant, de toute évidence, des précédentes.

1) Les différents types

a)- Les migmatites à paragénèses catazonales

En petits panneaux de quelques m^2 ou quelques centaines de m^2, isolés dans les migmatites à muscovite auxquelles elles passent en continuité, elles sont relativement rares.

On peut les observer notamment :

- au Nord de Celanova (embréchites et anatexites, bien visibles le long de la route Celanova-Orense) ;
- à l'Ouest de Lobera (1) (anatexites et gneiss oeillés).

De même dans la Sierra Segundera, à l'Est de Porto, dans les migmatites homogènes formées aux dépens de gneiss oeillés, on rencontre des panneaux à paragénèses catazonales où la muscovite est absente.

Nous avons choisi, comme type de ces migmatites, les anatexites visibles au pied de la chapelle de Vilanova (2), au Nord-Est de Celanova.

---

(1) Carte topographique au 1/50 000, n° 300-301, "Lovios", x = 4° 21' 40" y = 41° 40' 45"

(2) Carte topographique au 1/50 000, n° 225, "Ribadavia", x = 4° 16' 00" y = 42° 10' 04"

Macroscopiquement, ce sont des anatexites typiques, de couleur claire, pauvres en minéraux colorés. La biotite y forme de minces lits lenticulaires, irréguliers et contournés.

Au microscope, elles montrent la composition suivante :

- quartz
- perthite abondante
- plagioclase An 16-18
- myrméckite
- andalousite-sillimanite
- biotite
- cordiérite
- grenat rare
- apatite, zircon

Dans certains échantillons on observe, en outre, un peu de muscovite secondaire en petits cristaux poecilitiques.

La structure microscopique, franchement granoblastique, est déterminée par les feldspaths très abondants.

Le feldspath potassique est soit une orthose perthitique ou une mésoperthite, avec un angle 2 V = -50 à -55°, soit, plus rarement, du microcline perthitique très finement moiré avec un angle 2 V = -70 à -75°. Il forme des cristaux xénomorphes, très dentelés, et renferme fréquemment des petits cristaux de quartz subautomorphes. Le plagioclase (oligoclase An 16-18) est en cristaux subautomorphes.

La biotite, fortement pléochroïque, constitue des petits lits discontinus et flexueux. L'andalousite, souvent pléochroïque se présente en grands cristaux squelettiques, partiellement transformés en sillimanite, toujours localisés dans les lits micacés. La cordiérite, peu abondante, en plages arrondies, est en général très fraîche.

b)- Les formations migmatiques à muscovite

Nous rangeons là des roches à structures très variées - migmatites diverses, nébulites, granites migmatiques - mais qui renferment toutes de la muscovite et qui présentent des compositions à peu près identiques.

Dans les migmatites typiques, on retrouve sensiblement la composition minéralogique et la plupart des caractères des migmatites catazonales. Les principales différences portent sur les points suivants .

- Le feldspath potassique est toujours du microcline typique bien quadrillé, très perthitique.
- L'andalousite est très rare ou, plus généralement, absente tandis que la sillimanite abonde.
- La muscovite secondaire est toujours largement développée, en grands cristaux discordants sur la schistosité du mélanosome ou en lamelles associées à la biotite.

Dans les nébulites et les granites migmatiques, on rencontre la composition minéralogique suivante :

- quartz
- microcline perthitique
- plagioclase An 14-16
- biotite
- muscovite
- sillimanite rare
- apatite-zircon

Les proportions relatives des feldspaths potassiques et calco-sodiques sont très variables. La muscovite, en cristaux toujours plus grands que ceux de la biotite, semble tardive. Elle est aussi fréquemment présente dans les feldspaths sous forme de petits cristaux disposés dans les plans réticulaires.

Le caractère secondaire du développement de la muscovite dans ces formations migmatiques est plus particulièrement sensible dans certains faciès mélanocrates. Ceux-ci, ayant un mélanosome plus important, présentent de ce fait une schistosité plus régulière, marquée par des lits de biotite bien réglés. On observe alors une grande abondance de muscovite en cristaux discordants sur cette schistosité.

Cette muscovite offre les mêmes caractères structuraux que celle qu'on observe dans les ectinites, au front des migmatites. Il est fort probable qu'il n'y a eu qu'un seul et même phénomène de muscovitisation, tardimigmatique.

2) Les paragénèses minérales

Les formations migmatiques présentent, dans l'ensemble, des paragénèses minérales assez constantes.

- quartz-feldspath K-plagioclase-biotite
- quartz-feldspath K-plagioclase-biotite-andalousite-sillimanite-cordièrite
- quartz-feldspath K-plagioclase-biotite-sillimanite
- quartz-feldspath K-plagioclase-biotite-sillimanite-cordiérite
- quartz-feldspath K-plagioclase-biotite-sillimanite-cordiérite-grenat

A ces minéraux vient se joindre, secondairement, la muscovite.

C. Etude microtectonique

Dans le but de comparer ces migmatites, à caractère homogène plus ou moins marqué, aux migmatites franchement hétérogènes (épibolites) de la série de Viana del Bollo, nous nous sommes livrés à une étude microtectonique rapique (pétrofabric) des anatexites.

Dans ces roches, les axes optiques des cristaux de quartz ont une orientation aléatoire ou, en tous cas, qui ne correspond à aucun modèle cohérent (fig. 31).

D. Conclusions

La migmatisation associée au métamorphisme hercynien, qui affecte les terrains paléozoïques et précambriens, se singularise par un certain nombre de caractères spécifiques.

1) Elle provoque une mobilisation intense, une homogénéisation très poussée, des roches dans lesquelles elle se développe et aboutit à la formation d'anatexites et de granites d'anatexie (J. JUNG et M. ROQUES, 1952) ou de diatexites (M. R. MEHNERT, 1968).

Des terrains aussi variés que des orthogneiss (gneiss oeillés de Porto), des paragneiss, des épibolites, des micaschistes acquièrent tous un fa-

Figure 31. Migmatites hercyniennes de Celanova. Diagramme d'orientation des axes de 150 cristaux de quartz. Contours : 2 %, 1,33 %, 0,66 %.

ciès plus ou moins granitoïde : anatexites, nébulites, granite nébulitique. Les migmatites ainsi formées ont des compositions minéralogiques qualitatives très voisines.

Toutefois, des enclaves ou des panneaux de ces formations anciennes ont, très localement, échappé à cette migmatisation. De plus, certaines structures du paléosome telles que schistosité des gneiss ou litage des épibolites ont été souvent plus ou moins bien conservées.

Le processus d'homogénéisation paraît assez rapide et brutal. La zone de transition entre migmatites et ectinites est, en effet, toujours étroite, réduite à quelques mètres ou quelques dizaines de mètres.

2) La migmatisation s'est développée postérieurement à toutes les phases majeures de plissement.

Dans le Paléozoïque, elle a effacé la schistosité développée par la phase 2 et ne paraît pas affectée par la phase 3.

Dans le Précambrien (série de Viana del Bollo), elle s'est manifestée après la phase de plissements en chevrons.

D'une manière générale, cette migmatisation hercynienne a eu un développement tardif, franchement post-tectonique.

3) La migmatisation s'est développée dans des conditions de pression faiblement orientée.

Les structures des migmatites, loin d'être réglées et plissées, se caractérisent par une allure désordonnée, "turbulente". De même, nous avons vu que les cristaux de quartz ne présentent aucune orientation préférentielle.

4) Les migmatites apparaissent comme le résultat d'une double évolution métamorphique.

La migmatisation s'est développée, tout d'abord, dans des conditions où la muscovite n'était pas stable. C'est dans ces conditions catazonales que se sont élaborées les anatexites à biotite seule. Puis, les conditions physiques s'étant modifiées, ce complexe migmatique catazonal s'est trouvé placé dans le domaine de stabilité de la muscovite. Celle-ci s'est alors développée, tant dans les migmatites que dans les ectinites sus-jacentes.

En outre, ces conditions physiques nouvelles ont pu favoriser l'homogénéisation, la fusion et permettre la formation de magmas granitiques (granites à deux micas).

5) Le terme ultime de cette migmatisation est la formation d'un magma granitique. Celui-ci a pu ultérieurement se déplacer pour former des massifs intrusifs de granites (granites alcalins à deux micas, granodiorites).

IV. LES CONDITIONS DU METAMORPHISME REGIONAL

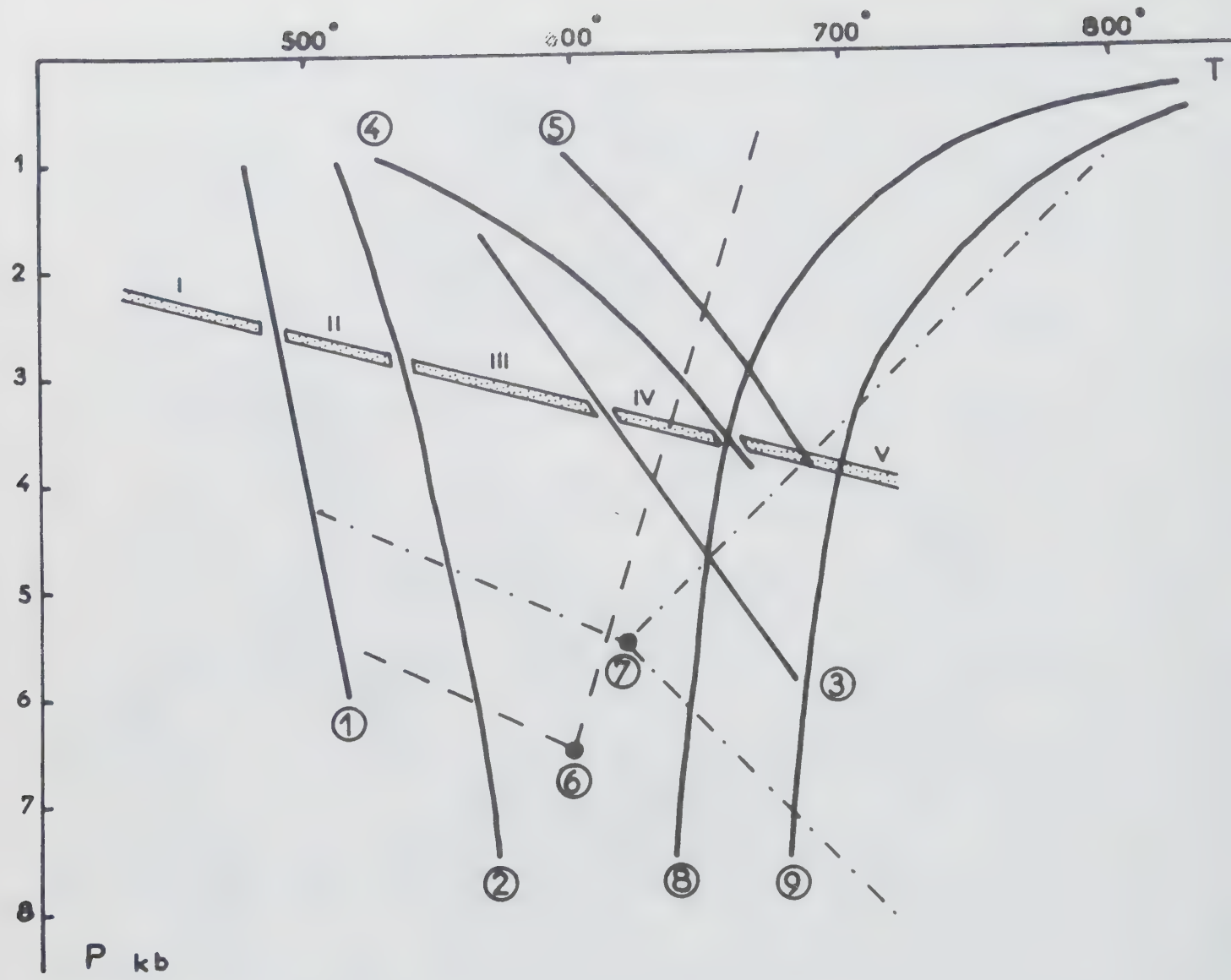


Figure 32. Conditions P et T du métamorphisme affectant la série paléozoique
Courbes d'équilibre des réactions :

(1) pyrophyllite ⟶ andalousite-sillimanite + quartz + H_2O
(E. ALTHAUS, 1967)

(2) muscovite + chlorite ⟶ staurotide + biotite + quartz
(G. HOSCHEK, 1967)

(3) staurotide + muscovite + quartz ⟶ andalousite-sillimanite + biotite + H_2O
(G. HOSCHEK, 1969)

(4) muscovite + quartz ⟶ feldspath K + andalousite-sillimanite + H_2O
(B. EVANS) 1965)

(5) muscovite + quartz ⟶ feldspath K + andalousite-sillimanite + H_2O
(H. G. F. WINKLER, 1967)

(6) andalousite-sillimanite-disthène (point triple)
(E. ALTHAUS, 1967)

(7) andalousite-sillimanite-disthène (point triple)
(S. W. RICHARDSON et coll., 1969)

(8) et (9) Courbe de fusion des systèmes : quartz + orthose + albite et quartz + albite
(O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN, 1958 ; W.C. LUTH et coll. 1964)

Notre estimation des conditions physiques (pression et température) ayant présidé au métamorphisme régional des ectinites et à la migmatisation, s'appuie sur les résultats de l'étude expérimentale de l'équilibre de diverses réactions (voir légende de la figure 32).

A. Les conditions de la migmatisation

Trois observations capitales permettent de préciser les conditions de la migmatisation.

L'isograde andalousite-sillimanite n'est atteint qu'au voisinage immédiat du front de la migmatisation. C'est le cas, notamment, dans les ectinites paléozoïques surmontant les migmatites de Montederramo.

La transformation andalousite-sillimanite coïncide également à peu près avec la limite de stabilité de la muscovite. Nous avons vu, en effet, toujours dans la région de Montederramo, que les ectinites proches des migmatites étaient dépourvues de muscovite primaire.

Dans les anatexites à paragénèses minérales catazonales, l'andalousite, bien que destabilisée, est très fréquemment présente. L'existence de ces anatexites "à andalousite" peut s'expliquer :

- soit par un retard important dans la transformation andalousite-sillimanite, l'andalousite persistant à l'état métastable bien après que les conditions de la réaction aient été atteintes ;
- soit par le fait que l'andalousite est stable dans une partie du domaine de fusion du granite.

Il apparaît donc que la migmatisation voit le déroulement, à peu près simultané, de trois réactions :

- andalousite ⟶ sillimanite
- quartz + muscovite ⟶ feldspath K + andalousite-sillimanite $+H_2O$
- fusion partielle des ectinites.

Selon les travaux expérimentaux actuellement connus, ces trois réactions n'ont pu se dérouler simultanément qu'entre 3 et 4 kb et entre 640 et 680° (fig. 32).

Le voisinage de l'isograde andalousite-sillimanite avec le front des migmatites correspond au point d'intersection, d'une part, de la courbe de fusion du granite, et, d'autre part, de la courbe d'équilibre andalousite-sillimanite. Seule la courbe de S. W. RICHARDSON et coll. (1969) répond à ces caractéristiques, le point d'intersection se situant à 650-670° et 4 à 4,5 kb. Toutefois, dans ces conditions physiques, la muscovite reste stable dans les ectinites et les migmatites, ce qui est contraire aux observations de terrain.

La courbe de E. ALTHAUS (1967), par contre, rend bien compte de l'existence d'un domaine d'ectinites catazonales. Mais, dans ce cas, ce domaine devrait avoir une largeur importante, ce qu'on n'observe pas en réalité. De plus, dans ces conditions, l'andalousite a peu de chances de persister jusque dans les anatexites.

Il est donc probable que la courbe d'équilibre de la réaction andalousite-sillimanite se situe dans une position intermédiaire entre celles déterminées par A. ALTHAUS (1967) et S. W. RICHARDSON et coll. (1969).

Le développement de muscovite secondaire dans les migmatites peut s'expliquer en fonction des variations de pression. La position de la courbe d'équilibre de la réaction

$$\text{quartz} + \text{muscovite} \longrightarrow \text{feldspath potassique} + \text{andalousite-sillimanite} + H_2O$$

(A. WEISBROD, 1970)

dépend de la valeur du rapport $P\ H_2O / P$ solide

Cette valeur reste voisine de l'unité durant l'anatexie. Elle a pu varier lors du déplacement du magma correspondant à la mise en place des granites alcalins. Il y a eu, probablement à cette occasion, diminution de la pression solide, mise en circulation des fluides et donc développement de muscovite.

Cette muscovitisation tardive des migmatites, doit être rapprochée des phénomènes hydrothermaux et pneumatolytiques qui ont développé les nombreux filons de pegmatite, de tourmalinite, de quartz minéralisé, visibles tant dans les migmatites que dans les ectinites.

B. Le type de métamorphisme

Les conditions de température et de pression de la migmatisation caractérisent un métamorphisme de basse pression, lié à un gradient thermique élevé (50 à 60° C/km).

Ce type de métamorphisme se traduit dans les ectinites par :

- l'apparition d'andalousite ;
- une mésozone d'épaisseur réduite à 1 à 2 km ;
- une épizone importante.

Sur la figure 32 sont localisées les conditions physiques correspondant aux différentes zones de métamorphisme reconnues sur le terrain.

- I : zone à séricite et chlorite
- II : zone à séricite, chlorite et andalousite
- III : zone à staurotide et andalousite
- IV : zone à andalousite seule
- V : zone à sillimanite (andalousite)

Ce métamorphisme, par son type de basse pression, par la faible extension de ses zones et par l'abondance des migmatites et des granites associés, est caractéristique d'un orogène hercynien ainsi que l'a montré H. J. ZWART (1967).

C. Comparaison avec les autres régions de Galice

La plupart des auteurs s'accordent pour rattacher le métamorphisme hercynien de Galice au type de basse pression.

Dans une étude générale de la Galice occidentale E. DEN TEX (1965) décrit un métamorphisme hercynien de basse pression, caractérisé par l'association andalousite-sillimanite et un gradient géothermique élevé (30° à 70° C/km). Ce métamorphisme a provoqué une rétromorphose partielle du Précambrien et induit une anatexie humide. Celle-ci, étudiée par C. F. WOENSDREGT (1965), a développé des gneiss migmatiques et nébulitiques, des nébulites et des granites d'anatexie dont les divers caractères sont semblables à ceux que nous avons observés dans nos migmatites.

A l'Ouest, dans la région de Vigo, P. FLOOR (1966) signale un métamorphisme hercynien de basse pression, comparable au type andalousite-sillimanite de A. MIYASHIRO (1961).

Au Nord, dans la province de Lugo, R. CAPDEVILA (1969) distingue plusieurs suites de métamorphismes hercyniens, assez différents les uns des autres et compris entre le type Canigou de G. GUITARD (1965) et le type Barrovien. Le gradient géothermique de la suite A de cet auteur (suite métamorphique ayant la pression la plus basse) est inférieur à celui observé dans notre région. Mais il faut remarquer que le métamorphisme hercynien de la province de Lugo semble très différent de celui des autres régions, notamment par l'existence d'associations à disthène et par le grand développement de la mésozone.

Au Nord-Ouest, dans la région de Saint-Jacques de Compostelle, A. VAN ZUUREN (1969) décrit un métamorphisme hercynien de basse pression accompagné d'une migmatisation.

V. LES GRANITES HERCYNIENS

Les formations granitiques de la province d'Orense n'ont pas été étudiées en détail. Nous nous bornerons à en faire ici un bref inventaire et à en donner quelques caractères originaux.

Trois grands groupes de granites peuvent être distingués :

- les granites d'anatexie ;
- les granites alcalins à deux micas ;
- les granites et microgranites calco-alcalins à biotite (carte H.T.)

A. Les granites d'anatexie

Ils correspondent à des zones franchement homogènes, localisées dans les grands domaines migmatiques (migmatites de Celanova notamment). Etroitement associés aux migmatites homogènes, auxquelles ils passent en continuité, ils forment des massifs d'étendue très variable et toujours difficiles à cerner.

Leur composition minéralogique est sensiblement celle des granites à deux micas (cf. ci-dessous).

Ces granites d'anatexie renferment parfois des faciès de nature dioritique, beaucoup plus sombres et riches en minéraux ferromagnésiens. C'est le cas, notamment, en divers points de la Sierra Segundera. Ces roches dioritiques présentent la composition suivante :

- quartz

- plagioclase fortement zoné (coeur de labrador An 62-64 et enveloppe d'andésine An 37-39)
- hornblende verte et biotite abondante.

B. Les granites alcalins à deux micas

Ils forment des massifs homogènes, bien individualisés, à bords nets, intrusifs dans des formations variées (schistes paléozoïques, ortho- et para-gneiss précambriens).

La plupart peuvent se ranger dans deux catégories selon qu'ils se présentent en massifs allongés et concordants avec la structure générale de terrains encaissants, ou, au contraire, en massifs plus ou moins circulaires et recoupants.

Toutefois, dans la moitié orientale de la région étudiée, à l'Est de la Gudiña, cette classification ne convient plus. Les massifs sont tantôt concordants avec l'encaissant, tantôt recoupants (massif de la Mezquita-Lubian) Ces granites se singularisent, en outre, par une grande abondance d'enclaves de schistes et de quartzites paléozoïques.

1) Les granites en massifs concordants.

D'Ouest en Est ils constituent :
- divers petits massifs allongés Nord-Ouest - Sud-Est, au Sud de Ribadavia ;
- le grand massif d'Allariz séparant le domaine migmatique de Celanova de la série paléozoïque de Verin ;
- les massifs de Verin et de Villardevos (ce dernier est recoupant dans sa partie Sud ;
- le massif Queija-Manzaneda occupant le coeur d'une vaste structure anticlinale.

Ces massifs sont, en gros, localisés dans les zones anticlinales issues de la 3e phase et se répartissent donc sur les bords du synclinal de Verin. On peut penser qu'ils se sont mis en place pendant ou peu après les plissements de la 3e phase.

Les principaux caractères de ces granites sont les suivants:
- grain fin, moyen ou grossier ;
- structure équante ou orientée, Cette dernière correspond, soit à une structure fluidale marquée par l'orientation des phénocristaux de feldspath potassique, soit au développement de la muscovite, dans un plan déterminé (plan de la schistosité S_3) ;
- contact avec l'encaissant toujours concordant au moins à l'échelle de l'affleurement ;
- métamorphisme de contact faible (schistes tachetés).

Leur composition minéralogique se caractérise par une nette prédominance de la muscovite sur la biotite, celle-ci pouvant même être absente. Elle s'établit ainsi :
- quartz
- microcline
- plagioclase An 5-20

- biotite
- muscovite

2) Les granites en massifs recoupants

Ils forment essentiellement :
- le massif de la Sierra de San Mamed ;
- le massif de Villarino de Conso à l'Ouest de Viana del Bollo.

Ces granites ne se différencient pas toujours nettement des granites précédents et il semble qu'il y ait transition d'un type à l'autre. Ils se singularisent par :
- un grain moyen ou grossier ;
- une structure équante ;
- un métamorphisme de contact souvent intense, développant alors de véritables cornéennes (massif de Villarino de Conso).

Leur composition minéralogique diffère des granites à deux micas précédents par les caractères suivants :
- le feldspath potassique est souvent de l'orthose et non pas du microcline
- les plagioclases sont fréquemment zonés ;
- la biotite est en quantité égale ou supérieure à la muscovite.

C. Les granites et microgranites calco-alcalins à biotite

1) En grands massifs circonscrits et de forme plus ou moins arrondie, les granites calco-alcalins représentent la phase ultime du magmatisme hercynien. Ils constituent :
- au Nord-Ouest, les massifs de Ribadavia et d'Orense ;
- au Sud, le massif de la Sierra de Jurez, partie d'un vaste ensemble granitique qui s'étend, plus au Sud, au Portugal (granite de la Sierra do Gerez) ;
- à l'Est, le massif de Vega del Bollo.

Les granites proprement dits sont des roches équantes à grain grossier, à structure porphyroïde.

Leur composition minéralogique, assez constante, s'établit ainsi :
- quartz
- microcline perthitique souvent zoné
- plagioclase An 32 à An 20 presque toujours zoné
- biotite
- muscovite rare ou absente

2) Les microgranites ne se rencontrent qu'autour des massifs granitiques de Ribadavia et d'Orense. Ils constituent soit des zones bordières de ces massifs, soit de petits pointements isolés de quelques dizaines à quelques centaines de m^2. Ils renferment, en abondance, des enclaves variées, principalement de cornéennes.

DEUXIEME PARTIE

LE

PRECAMBRIEN

CHAPITRE I

LES FORMATIONS GNEISSIQUES DE LA SERIE PRECAMBRIENNE DE VIANA DEL BOLLO

RESUME - Le Précambrien est constitué par deux grands ensembles, l'un de paragneiss (série de Viana del Bollo), l'autre d'orthogneiss (gneiss oeillés du massif de Porto).

La série de Viana del Bollo est un complexe de paragneiss, en majeure partie migmatisé. Dans les migmatites, de type hétérogène, à faciès épibolites, se trouvent des niveaux réfractaires et des panneaux de matériel ancien, non migmatisé (paléosome). Les niveaux réfractaires (quartzites, gneiss à pyroxène ou à amphibole, amphibolites, calcaires) permettent de suivre l'histoire structurale de la série. Le paléosome est constitué par des blastomylonites, formations typiquement polymétamorphiques, qui sont d'origine soit para- (anciens paragneiss), soit ortho- (anciennes pegmatites).

Cette série a subi une évolution polycylique, au cours de plusieurs cycles orogéniques distincts. La succession des phases de plissement est la suivante.

- phase 1, liée à un cycle orogénique précambrien ancien, antérieur à la blastomylonitisation.
- phase 2, liée à un cycle orogénique précambrien jeune, responsable de la blastomylonitisation (déformation rupturelle et déformation souple).
- phase 3, contemporaine de la migmatisation hétérogène (plis serrés et isoclinaux).
- phase 4, contemporaine du métamorphisme hercynien (plis en chevrons).

Quatre métamorphismes superposés sont reconnaissables.

- métamorphisme antéblastomylonitique M_1, méso- à catazonal. Ses paragénèses sont visibles uniquement dans les résidus (porphyroclastes) des blastomylonites.
- métamorphisme blastomylonitique M_2, mésozonal, ayant permis la recristallisation de la mésostase des blastomylonites.
- métamorphisme M_3, de type intermédiaire de haute pression, méso- à catazonal, responsable de la migmatisation hétérogène.
- métamorphisme M_4, de type basse pression, méso- à catazonal, responsable de la migmatisation homogène.

Sur la bordure sud-ouest du massif de gneiss oeillés de Porto s'étend un complexe de gneiss très variès (gneiss leucocrates, gneiss à pyroxène, gneiss à amphibole, amphibolites, calcaires), forment une bande allongée sensiblement nord-ouest - sud-est, d'une largeur de 2 à 8 km. Ce complexe, fortement métamorphisé et migmatisé, constitue la série de Viana del Bollo.

Cette série est délimitée par les formations suivantes.

- à l'Ouest, au Nord et au Nord-Est, les gneiss oeillés de Porto ;
- au Sud-Ouest, les granites hercyniens de Manzaneda et de Villarino de Conso ;
- au Sud et à l'Est, les migmatites et les granites hercyniens du massif de La Mezquita-Lubian.

Comme le montre la carte hors-texte, cette série n'a aucune relation stratigraphique directe avec le Paléozoïque bien daté. Le seul point où s'observe le contact entre Paléozoïque et série de Viana del Bollo est situé au Sud de Viana del Bollo. Mais c'est un contact purement tectonique, dû à la faille de la Gudiña, elle-même prolongement d'un grand accident majeur qui traverse le Portugal septentrional (faille de Vila Real-Chaves). Cette série se trouve donc stratigraphiquement isolée.

De plus, elle se singularise par sa position structurale au croisement d'un vaste domaine anticlinal (zone de l' "Ollo de Sapo" ou de Galice moyenne) orienté nord-ouest - sud-est et d'un réseau d'accidents majeurs nord est - sud-ouest.

Enfin, elle montre des caractères lithologiques, structuraux et métamorphiques nettement différents de ceux de la série paléozoïque.

Son existence pose donc un certain nombre de problèmes.

1) Age de la série

De part sa situation géographique, la série de Viana del Bollo paraît correspondre tout naturellement à une série paléozoïque (carte H. T.).

Elle se trouve, en effet, dans le prolongement du flanc nord-est du synclinal paléozoïque de Verin, ainsi que dans celui du flanc sud-ouest du synclinal du Sil. Par ailleurs, elle apparaît comme le symétrique de la bordure sud-ouest du synclinal de Truchas par rapport au massif des gneiss oeillés de Porto et, dans ce cas, elle se raccorde logiquement, vers le Sud-Est, aux formations paléozoïques de Puebla de Sanabria.

Cette interprétation d'un âge paléozoïque semble trouver une confirmation dans la présence, au sein de la série de Viana del Bollo, de niveaux quartzitiques, localement importants, qui rappellent ceux de l'Arénig.

Mais on y rencontre également des faciès lithologiques tout à fait inconnus dans les terrains paléozoïques environnants, tels que gneiss à amphibole, amphibolites, calcaires purs ou impurs, ainsi que des panneaux de blastomylonites, épargnés par la migmatisation, qui témoignent de l'existence d'un cycle orogénique plus ancien.

2) Age et type du métamorphisme de la série de Viana del Bollo

Plusieurs schistosités successives, marquées par des générations dis-

tinctes de plis et de cristallisations de minéraux peuvent être mises en évidence. Il est alors essentiel de déterminer si ces schistosités correspondent :

- aux phases, précoce , principale et tardive , d'un seul et même évènement métamorphique, c'est-à-dire à un monométamorphisme polyphasé ;
- ou, au contraire, à des métamorphismes nettement distincts, séparés dans le temps, c'est-à-dire à un polymétamorphisme.

Dans l'une ou l'autre de ces solutions, il est important de déterminer les conditions physiques du métamorphisme qui a permis la migmatisation hétérogène, de type métatexitique. Nous avons vu, en effet, précédemment, que toutes les migmatites hercyniennes sont homogènes, de type diatexitique.

3) Age des plissements

De même, on observe différentes phases de plissement superposées dans la série de Viana del Bollo et le problème est, dans ce cas aussi, de préciser si les plissements appartiennent à un ou plusieurs cycles orogéniques.

Nous étudierons la série de Viana del Bollo du point de vue pétrographique, puis structural. Après avoir discuté de son âge, nous établirons les caractères des différents métamorphismes reconnus. Enfin, nous passerons en revue ses relations avec les différentes formations voisines.

I. ETUDE PETROGRAPHIQUE

Ainsi que nous l'avons dit, l'ensemble de la série de Viana del Bollo est fortement migmatisé. Toutefois, un certain nombre de petits panneaux ont été plus ou moins épargnés et représentent les seuls témoins visibles du matériel ancien aux dépens duquel se sont développées les migmatites.

A. Les migmatites

1) Caractères généraux

Ce sont des migmatites hétérogènes, constituées par l'alternance de lits clairs quartzo-feldspathiques (leucosome) et de lits foncés, composés de quartz, feldspath et surtout mica (mélanosome) (pl. XIV, fig. 49, 50, 51).

La limite entre ces deux matériels est toujours franche et il y a parfaite concordance entre les lits de leucosome et la schistosité du mélanosome.

A l'affleurement, ces alternances de lits clairs et foncés paraissent assez irréguliers en raison d'un important plissement en chevrons postérieur à la migmatisation. Mais si on fait abstraction de cette déformation en "dépliant" les lits, on constate que la structure générale des migmatites est très régulière (structure rubanée ou structure stromatique de K. R. MEHNERT (1968). Ces migmatites sont des épibolites typiques (J. JUNG et M. ROQUES, 1952).

Ce faciès d'épibolites est un caractère spécifique et très constant de la série de Viana del Bollo. Il s'observe partout mais avec des développements variables qui reflètent, soit une mobilisation moins poussée, soit, plus fréquemment une lithologie moins favorable. Ainsi, dans certains cas, on constate que le développement des lits de leucosome est conforme à une ancienne lithologie plus ou moins bien marquée par des lits ou des bancs quartzeux. Il est alors possible de retrouver, sous l'empreinte de la migmatisation, les traces d'une lithologie parfois très bien différenciée, à caractères rythmiques ou flyschoïdes.

Les épibolites constituent l'essentiel de la série de Viana del Bollo. Cependant, elles contiennent, outre les panneaux épargnés par la migmatisation, divers niveaux demeurés réfractaires à la mobilisation. Il s'agit de formations soit monominérales (quartzites purs, calcaires purs) soit de composition chimique franchement calcomagnésienne (gneiss à amphibole, amphibolite, gneiss à pyroxène, pyroxénite). Ces formations, d'une extension très réduite, sont particulièrement intéressantes en raison des paragénèses minérales qu'elles renferment.

2) Les épibolites

a)- Caractères macroscopiques (pl. XIV, fig. 48, 49, 50, 51).

(+) - Le mélanosome, ou partie de la migmatite riche en minéraux ferromagnésiens, se présente sous deux formes principales.

Dans certains cas, il est constitué par un gneiss assez sombre, à grain fin ou moyen, toujours homogène, riche en biotite. Quartz et feldspath sont encore relativement abondants et visibles à l'oeil nu. En couches généralement épaisses (1 à 20 cm), ce type de mélanosome est associé à des lits de leucosome d'épaisseur équivalente. Aux épontes de ceux-ci s'observe un liséré plus sombre correspondant à une plus grande concentration de biotite.

Dans d'autres cas, le mélanosome est composé presque exclusivement de biotite, largement cristallisée, et forme alors des niveaux très minces, millimétriques à centimétriques, alternant avec des lits leucosomiques également minces.

Il existe une relation étroite entre la puissance et l'espacement des lits de leucosome et la nature plus ou moins quartzo-feldspathique du mélanosome. Tout se passe comme si la mobilisation du matériel quartzo-feldspathique pouvait atteindre deux degrés.

- Elle est très poussée lorsqu'elle s'est manifestée à des niveaux très rapprochés (épibolites à lits millimétriques à centimétriques).
- Au contraire, elle est partielle, incomplète, lorsqu'elle s'est développée à des niveaux assez espacés les uns des autres (épibolites à lits centimétriques à décimétriques).

De telles dispositions peuvent simplement refléter une structure ancienne telle qu'une stratification plus ou moins finement litée. Cependant, à l'affleurement, on observe toujours le passage continu et progressif de l'une à l'autre et cela, tant verticalement que latéralement sur de courtes distances. Ces formes de mobilisation paraissent donc bien être liées uniquement à la migmatisation.

(+) - Le leucosome forme des lits d'épaisseur très variable de 1 mm à 10-20 cm. Un même lit conserve une épaisseur à peu près constante avec cependant des portions légèrement plus renflées ou, au contraire, étranglées (structure "pinch and swell" discrète). Dans ce cas, la convexité est toujours tournée vers l'extérieur, vers le mélanosome.

Le matériel leucosomique a un grain fin (leucosome granitoïde) ou très grossier (leucosome pegmatoïde) indépendamment des dimensions du lit. Les lits minces, inférieurs à 1 ou 2 cm, sont dépourvus de minéraux ferromagnésiens. Les autres renferment une quantité plus ou moins importante de micas (muscovite et biotite). Ceux-ci déterminent une schistosité discrète mais régulière.

- La biotite forme soit des alignements de cristaux isolés, dispersés dans la masse, soit des lits minces et continus. Ces derniers ne s' observent, en général, qu'au voisinage des épontes, ce qui laisse à penser qu'ils sont d'origine ou d'affinité mélanosomique (horizon de mélanosome enclavé).
- La muscovite, plus ou moins abondante, selon les cas, a une répartition régulière.

En règle générale, il y a toujours parfaite concordance entre les alignements ou les lits de micas du leucosome et la schistosité du mélanosome.

b)- Etude microscopique

A la grande constance des caractères macroscopiques des épibolites correspond une remarquable uniformité de composition minéralogique.

(+) - Les mélanosomes à faciès de gneiss sombres sont composés des minéraux suivants :

- quartz
- plagioclase An 15-18
- biotite abondante
- muscovite secondaire rare
- apatite, zircon, minerai opaque

La structure générale est granoblastique à granolépidoblastique. La schistosité, bien marquée par l'orientation régulière de la biotite, est cependant très déformée par le plissement en chevrons. Tous les minéraux ont une distribution uniforme et la biotite, notamment, ne forme pas de lits continus. Quartz et plagioclase se présentent en cristaux xénomorphes, sensiblement de même taille (0,5 à 1-2 mm). Le plagioclase, très frais, bien maclé, montre parfois un léger zonage qui correspond à une faible différence de composition (quelque % d'anorthite). La muscovite, toujours rare, est souvent discordante sur la schistosité (muscovite secondaire).

Dans les mélanosomes pauvres en minéraux leucocrates, la composition minéralogique est la suivante :

- quartz ou plagioclase An 15-18
- biotite abondante
- muscovite secondaire
- sillimanite
- grenat
- apatite, zircon

La biotite, très abondante, détermine une structure lépidoblastique et forme des lits continus ou des lentilles épaisses. Le quartz, peu abon-

dant, est en cristaux xénomorphes, isolés ou groupés en amas. Le plagioclase se présente en cristaux rares mais souvent de grande taille (2 à 4 mm). La muscovite, toujours peu abondante, se trouve soit en cristaux discordants sur la schistosité générale, soit en frange autour des cristaux de biotite. La sillimanite (fibrolite) constitue des lits ou des amas flexueux parfois importants, toujours disposés dans le plan de la schistosité et replissés comme elle. Le grenat, en cristaux automorphes à subautomorphes, souvent poecilitiques, montre parfois des structures rotationnelles.

Dans toutes ces formations, on observe des indices de déformation (plans de macle tordus , micas courbés ou déformés) qui sont attribuables à la phase de plissement en chevrons.

Enfin, on rencontre souvent des cristaux de tourmaline discordants, postérieurs aux plis en chevrons.

(+) - Les leucosomes

Leur composition minéralogique qualitative est très uniforme. Toutefois, les proportions relatives des différents minéraux constitutifs varient très fortement selon les faciès.

Les leucosomes sont composés des minéraux suivants :

- quartz
- plagioclase An 15-22
- biotite
- muscovite secondaire
- apatite

Leur structure est variable, granoblastique dans les faciès pegmatoïdes, granolépidoblastique dans les faciès granitoïdes.

Le quartz se présente sous deux formes, soit en cristaux xénomorphes, de taille variable mais correspondant au grain moyen de la roche, régulièrement répartis, soit en petits cristaux subautomorphes à automorphes, inclus dans les plagioclases (quartz en goutte).

Le plagioclase, en cristaux subautomorphes, souvent de grande taille, montre presque toujours un zonage inverse : An 13-15 au centre et An 18 et parfois 22 à la périphérie.

Les micas ont une importance réduite. La muscovite, parfois relativement abondante (leucosomes granitoïdes), forme de grands cristaux isolés. La biotite, rare, en cristaux fortement corrodés, est héritée du paléosome.

Les proportions de ces minéraux varient beaucoup en fonction du grain de la roche. Nous les avons évaluées, par analyse modale, dans trois faciès différents de leucosome.

% en volume

	Q	Pl	Mu	Bi
Leucosome granitoïde	45.82	35.32	15.32	3.53
Leucosome intermédiaire	36.56	49.58	13.50	0.35
Leucosome pegmatoïde	30.65	65.38	3.95	absente

Ces analyses mettent en évidence l'existence d'une évolution régulière de la composition minéralogique entre le faciès granitoïde et le faciès pegmatoïde : le quartz et les micas deviennent moins importants et, corrélativement, le plagioclase devient largement prépondérant.

c)- Remarques

(+) - Les proportions relatives des minéraux constitutifs des leucosomes sont très variables. Dans les types pegmatoïdes, elles correspondent sensiblement à celles d'un minimum cotectique (1/3 de quartz et 2/3 de feldspath). Dans les autres types, on constate une teneur en quartz nettement plus élevée.

(+) - L'absence de feldspath potassique exprimé dans les leucosomes est probablement liée à la composition essentiellement quartzo-plagioclase du paléosome (blastomylonites). Mais il est probable que le plagioclase, très sodique (An 13-18), est légèrement potassique.

(+) - Le zonage, toujours inverse, des plagioclases des leucosomes traduit un enrichissement progressif en anorthite de la fraction mobilisée. Ce phénomène est caractéristique d'un processus d'anatexie différentielle (M. G. F. WINKLER, 1967).

(+) - Les mélanosomes se rattachent à deux grands types selon qu'ils renferment quartz et plagioclase ou seulement l'un de ces deux minéraux. Dans les premiers, l'anatexie a été réduite ou nulle. Les seconds sont de véritables restites, des fractions réfractaires, où seul subsiste le minéral leucocrate excédentaire n'ayant pu passer dans la fraction fondue dans les proportions eutectiques.

La grande diversité des mélanosomes et des leucosomes est assez remarquable et pourrait traduire un régime d'anatexie encore mal établi et des états d'équilibre variables d'un point à l'autre.

3) Les gneiss embréchitiques

A divers niveaux, au sein des épibolites, se rencontre un autre type de migmatites constitué par des gneiss de couleur claire, à structure oeillée ou amygdalaire, parfois rubanée. Ces structures sont floues et déterminées par la présence de grands cristaux de feldspath potassique atteignant parfois plusieurs centimètres de long.

Ces gneiss à structure d'embréchite forment des bancs très homogènes, d'épaisseur variable (0,20 m à plusieurs mètres), parfaitement individualisés, à bords nets, concordants avec la schistosité générale des épibolites. Ils sont replissés tout comme ces dernières.

Leur composition minéralogique diffère très sensiblement de celle des épibolites.

- quartz
- microcline
- plagioclase An 12-13
- biotite
- muscovite
- zircon, apatite

Le quartz est, soit en plages xénomorphes interstitielles, soit en petits cristaux subautomorphes, inclus dans le microcline. Celui-ci, quadrillé, fortement perthitique, montre des traces de déformation importantes (extinction roulante, cristaux granulés). Le plagioclase est assez rare et, lui aussi, souvent déformé (plans de macle tordus, macles multiples, fusiformes). La biotite est nettement plus abondante que la muscovite, toujours d'origine secondaire.

Ces gneiss se distinguent très nettement des autres migmatites tant par leur structure que par leur composition minéralogique. Ils se rapprochent plutôt des gneiss oeillés d'origine ortho- et représentent probablement d'anciens filons de matériel granitique repris dans la migmatisation générale.

4) Les formations réfractaires

Au sein des épibolites, des différenciations lithologiques, plus ou moins bien marquées, s'observent en de nombreux points. Certaines se présentent sous la forme de bancs encore bien individualisés, de gneiss fins, riches en micas et montrant peu ou pas de traces de migmatisation. D'autres sont des niveaux franchement réfractaires tels que des quartzites purs ou à minéraux, des amphibolites ou des calcaires.

a)- Les gneiss surmicacés

Ils constituent des bancs d'épaisseur variable (1 à 3 dm), bien individualisés, aux épontes nettes. Ils se remarquent assez facilement par leur couleur générale sombre et par leur grain fin. Ils se distinguent des niveaux de mélanosomes par l'absence de matériel leucosomique à leurs épontes.

Leur composition minéralogique s'établit ainsi :

- quartz
- plagioclase An 20 à 30
- biotite abondante
- grenat
- apatite, zircon, minerai opaque

Le plagioclase, nettement plus basique que dans les épibolites, montre un fort zonage inverse : An 20 au centre, An 30 à la périphérie. La biotite, très abondante, est souvent le seul mica. Le grenat, en cristaux xénomorphes de 2 à 3 mm, est très poecilitique.

Ces gneiss diffèrent donc des épibolites banales par leur plagioclase plus basique, et par une teneur plus importante en minéraux ferromagnésiens. Ces différences semblent avoir été suffisantes pour empêcher une mobilisation importante et la différenciation d'un leucosome.

b)- Les quartzites

Cette dénomination est prise ici dans un sens très large, car il existe tous les termes intermédiaires entre quartzite pur et gneiss à biotite ou à deux micas.

Ces formations, plus ou moins franchement siliceuses, se repèrent assez aisément sur le terrain par leur couleur claire et leur gisement, en petits bancs nettement individualisés, séparés par des petits niveaux micacés sombres. Les bancs, d'épaisseur décimétrique, sont soit isolés, soit regroupés en unité lithologique de puissance variable (quelques mètres, plus rarement 10 à 20 m).

Ces quartzites ne constituent jamais un niveau continu susceptible

d'être utilisé comme repère stratigraphique. En revanche, ils ont enregistré et conservé bon nombre des déformations qui se sont succédées dans la série de Viana del Bollo.

Ils offrent de nombreuses variétés pétrographiques déterminées par des alternances millimétriques de lits purement quartzeux et de lits de nature variée : quartzo-feldspathiques, quartzo-micacés, calciques et calco-magnésiens (ces derniers types sont étudiés avec les roches calco-magnésiennes).

Les quartzites feldspathiques présentent la composition suivante :

- quartz
- microcline (dans certains faciès non micacés seulement)
- plagioclase An 25-27 à An 40
- biotite
- muscovite
- apatite, zircon, minerai opaque

La structure de ces roches est toujours isogranulaire, souvent polygonale, avec des grains de 1 à 2 mm en moyenne. Le plagioclase montre très fréquemment un fort zonage inverse : An 25-27 au centre et An 40 à la périphérie. La muscovite est presque toujours plus abondante que la biotite.

c)- Les amphibolites à biotite

Assez rares, elles forment des niveaux isolés, tout à fait indépendants des diverses roches calco-magnésiennes que nous verrons plus loin. En bancs d'épaisseur relativement faible (5 à 25 cm) ce sont des roches très sombres, vert foncé, à grain fin, très homogènes, avec une schistosité bien développée. Le type de ces roches se trouve le long de la route de Porto, à 500 m environ au Sud de la centrale électrique de San Sebastian.

Leur composition minéralogique s'établit ainsi :

- quartz
- plagioclase An 50 à An 68
- hornblende brun vert pâle (cummingtonite)
- biotite
- magnétite abondante
- apatite, zircon, sphène

Leur structure lépidoblastique, très régulière, est déterminée par l'orientation des cristaux de biotite et d'amphibole dans le plan de la schistosité. La taille moyenne des cristaux, variable d'un échantillon à l'autre, est de 0,5 à 1-2 mm. Dans certains faciès, le plagioclase, en cristaux nettement plus grands, détermine une structure hétérogranulaire. La répartition des divers minéraux constitutifs est parfaitement homogène et l'on n'observe aucune trace de litage.

Le plagioclase forme des cristaux généralement limpides, très frais, toujours zonés (An 50 au centre, An 68 à la périphérie). Les grands cristaux de 1 à 2 mm renferment fréquemment des inclusions de quartz xénomorphes.

Les minéraux ferromagnésiens (amphiboles et micas) constituent 85 à 90 % de ces roches.

L'amphibole présente un pléochroïsme brun pâle à brun-vert pâle selon Ng, brun très pâle selon Nm, incolore selon Np. Certains cristaux montrent des hétérogénéités de coloration (bord ou extrémité plus pâle ou incolore) auxquelles correspondent de légères variations des autres propriétés optiques (angle d'extinction inférieur de 1 à 2°). Les propriétés d'optique de cette amphibole (pléochroïsme, a = + 14° et 2 V = - 88.90) correspondent à celles d'

un terme de la série de la cummingtonite (cummingtonite ferrifère).

La biotite, légèrement moins abondante que l'amphibole, a un pléochroïsme brun jaune ou brun jaune pâle à incolore. Elle se développe aux dépens de l'amphibole.

Par leur faciès et leur minéralogie, ces amphiboles sont identiques aux anciens filons basiques métamorphisés que l'on rencontre dans les gneiss oeillés du massif de Porto. Elles pourraient avoir la même origine et représenter également d'anciens filons basiques

d)- Les niveaux calcomagnésiens et calciques

Nous regroupons sous cette rubrique des roches aussi diverses que :

- gneiss à pyroxène et grenat ;
- pyroxénites ;
- gneiss à amphibole et grenat ;
- amphibolites à grenat, amphibolites ;
- calcaires cristallins (purs, siliceux, magnésiens, etc...) ;

mais ayant cependant des affinités très étroites de par leur origine commune.

En effet, ces différentes formations sont souvent intimement associées ou intriquées dans les lentilles essentiellement calcaires. Lorsqu'elles forment des bancs isolés dans les épibolites, leurs caractères structuraux et minéralogiques restent identiques.

Toutes ces formations montrent, de façon constante, un litage plus ou moins régulier, parfois très fin. Celui-ci, bien visible dans des faciès calcaires et calcaréo-gréseux, est, sans aucun doute, d'origine sédimentaire.

Il est probable que l'ensemble de ces formations correspond à d'anciens niveaux sédimentaires principalement calcaires. Leur association avec des bancs quartzitiques finement lités confirme bien leur origine.

(+) - Les gneiss à pyroxène et grenat

Ils se présentent sous forme de bancs massifs, de 0,10 à 0,25 m d'épaisseur, très fortement déformés en boudins. Ceux-ci, de 0,20 à 1 m de long, se rencontrent presque toujours isolés, rarement par groupe de deux ou trois, mais de manière assez fréquente, un peu partout dans la série. De nombreux exemples sont visibles le long des routes conduisant à Porto et à Barjacobas.

Tous ces bancs boudinés montrent deux zones concentriques, l'une interne, de couleur vert pâle à vert d'eau, l'autre périphérique, vert foncé. La zone interne renferme de nombreux cristaux de pyroxène millimétriques et des grenats atteignant parfois 3 à 6 mm de diamètre tandis que, dans la zone périphérique, des aiguilles d'amphibole de 1 à 15 mm de long, souvent déposées parallèlement aux épontes, voisinent avec ces mêmes grenats. Tous ces minéraux sont clairsemés sur un fond quartzo-feldspathique, à grain très fin, de couleur claire ou blanche. L'altération superficielle met souvent en relief cette structure zonée et la présence de grenat.

La composition minéralogique de la zone interne est la suivante :

- quartz
- plagioclase An 60 à 70
- diopside
- grenat
- idocrase
- clinozoïzite
- sphène, zircon.

Les porphyroblastes de grenat et de pyroxène se détachent sur un fond quartzo-feldspathique à structure granoblastique isogranulaire ou parfois hétérogranulaire (plagioclase mieux développé que le quartz).

Les cristaux de quartz et de plagioclase montrent des formes polygonales très nettes. Le plagioclase, non zoné, est toujours très frais, indemne de toute altération. Sa composition varie légèrement de An 60 à An 70 selon les échantillons.

Le pyroxène se présente en cristaux de 1 à 2 mm, subautomorphes, poeciloblastiques (inclusion de quartz et de plagioclase). Selon les caractères optiques (incolore, a = + 41°-42°, 2 V = + 56°), il correspond à un terme magnésien de la série diopside-hédenbergite. Il est affecté par une double rétromorphose, d'une part, en clinozoïzite et, d'autre part, en hornblende bleu-vert ou vert pâle. La première, toujours cantonnée à la zone interne est importante et fréquente. La seconde, peu développée ou absente dans la zone interne, devient générale et complète dans la zone externe des boudins.

Les poeciloblastes de grenat (probablement grossulaire) rarement automorphes, généralement de forme globulaire, renferment jusqu'à 80 % d'inclusions diverses (quartz, plagioclase, diopside, sphène). Ils ne montrent pas trace de rétromorphose.

Le sphène, en petits cristaux de 0,1 à 0,3 mm, est un minéral accessoire particulièrement abondant.

Les autres minéraux accessoires sont principalement la clinozoïzite en petits grains zénomorphes et l'idocrase en grands cristaux subautomorphes, zonés, très dispersifs.

Le passage de la zone interne à la zone externe du banc, très rapide, est marqué par la disparition du diopside, de la clinozoïzite et de l'idocrase qui font place à de grands cristaux poecilitiques de hornblende vert pâle. La structure générale de la roche, et notamment celle du fond quartzo-feldspathique, demeure inchangée.

La composition minéralogique de la zone externe s'établit ainsi :

- quartz
- plagioclase An 60 à An 70
- hornblende vert pâle, quelquefois brun-vert pâle
- grenat
- sphène
- zircon.

Cette composition minéralogique correspond très exactement à celle des gneiss à amphibole et grenat, que nous étudierons plus loin, et qui dérivent certainement des gneiss à pyroxène par suite d'un développement généralisé de l'amphibole.

(+) - Les pyroxénites

Les pyroxénites vraies sont des roches assez exceptionnelles et rares. Deux types principaux ont été rencontrés.

o - Le premier correspond à un faciès de bordure des lentilles de calcaire. On l'observe, par exemple, aux épontes du calcaire de Rubiales (1) au Sud-Est de Viana del Bollo. Il est constitué par des alternances de lits millimétriques durs

(1) Carte topographique au 1/50 000, n° 266, "La Gudiña", x = 3° 22' 10" y = 42° 08' 55"

et tendres que l'altération met souvent en relief. Il présente une patine superficielle brune, caractéristique, mais une couleur vert pâle sur cassure fraîche.

Au microscope, on observe la composition minéralogique suivante :
- quartz peu abondant
- plagioclase An 64-66
- diopside
- sphène
- clinozoïzite
- apatite, zircon.

La structure franchement poeciloblastique, est déterminée par de gros cristaux de pyroxène de 1 à 6 mm se détachant sur un fond quartzo-feldspathique grossièrement lité.

Le plagioclase est beaucoup plus abondant que le quartz qui est cantonné dans des petits horizons discontinus. Le diopside, minéral essentiel, a des caractères optiques identiques à ceux du pyroxène des gneiss (incolore, a = + 40°, 2 V = + 56°).

o - Le second type de pyroxénite constitue des bancs isolés au sein des épibolites. L'exemple décrit ci-dessous a été rencontré au-dessus du village de Frojanes (1), à l'Ouest de Viana del Bollo, en même temps que des gneiss à pyroxène et grenat. Il s'agit d'une roche massive, au litage peu marqué, d'une couleur vert foncé, formant des bancs de 10 à 20 cm d'épaisseur).

La composition minéralogique qualitative de cette roche diffère sensiblement de celle des autres pyroxénites et des gneiss à pyroxène.
- quartz
- plagioclase An 22-24
- diopside-hedenbergite
- hornblende bleu-vert rare
- sphène abondant
- apatite.

La structure franchement granoblastique est très régulière, tous les minéraux ayant sensiblement la même taille.

Le plagioclase, en cristaux xénomorphes à subautomorphes, très frais, non zonés, se signale par sa faible teneur en anorthite (An 22-24, au lieu de An 60-70). Il est nettement plus abondant que le quartz.

Le pyroxène constitue 50 % environ de la roche. Nettement coloré et pléochroïque (vert jaune à vert pâle) ses caractères optiques le rangent dans la série diopside-hedenbergite (salite à ferrosalite).

Le hornblende bleu vert, très peu abondant, pseudomorphose les cristaux de pyroxène.

(+) - <u>Les gneiss à amphibole et les amphibolites</u>

Ces formations offrent une grande variété de types différents les uns des autres par la structure ou la composition minéralogique. Nous ne décrirons ici que quelques exemples parmi les plus intéressants.

---

(1) Carte topographique au 1/50 000, n° 228, "Viana del Bollo", x = 3° 21' 15", y = 42° 11' 10"

o - Gneiss à amphibole et grenat

Ils se rencontrent assez fréquemment et leur gisement est identique à celui des gneiss à pyroxène et grenat.

Le type décrit ici provient d'un petit niveau lenticulaire, boudiné, situé sur la route de Bayacobas, à 2 km au Sud du village. C'est une roche massive, très dure, constituée par de nombreuses aiguilles d'amphibole disposées en tous sens sur un fond clair, quartzo-feldspathique, parsemé de grenat (pl. X, fig. 32).

Par leur aspect général et leur structure, ces gneiss ressemblent beaucoup à la zone externe, à amphibole, des gneiss à pyroxène et grenat. Il ne fait guère de doute que ces gneiss à amphibole et grenat, dérivent des gneiss à pyroxène et grenat dont ils représentent un stade achevé de recristallisation. Cette similitude est confirmée par la composition minéralogique qui s'établit ainsi :

- quartz
- plagioclase An 66-68
- hornblende vert à brun-vert
- grenat
- sphène
- apatite
- magnétite
- chlorite rare

Sur un fond finement granoblastique de quartz et de plagioclase se détachent de grands cristaux automorphes à subautomorphes, poeciloblastiques, de hornblende et de grenat.

o - Amphibolites à grenat

Elles semblent cantonnées dans la partie occidentale de la série, dans la région de Viana del Bollo.

En bancs de 0,10 à 0,50 m d'épaisseur, ces roches montrent un litage assez régulier, souligné par de nombreux petits horizons millimétriques, de couleur claire, de nature quartzo-feldspathique. D'une couleur générale vert foncé, elles se singularisent par la présence, en abondance, de grenat rouge foncé, en gros cristaux de 3 à 12 mm, entourés d'une auréole réactionnelle claire.

Leur composition minéralogique, très uniforme, est la suivante :

- quartz
- plagioclase An 22-48
- hornblende brun-vert
- grenat
- sphène
- zircon, apatite
- magnétite.

Mise à part la présence des grenats, la structure de ces amphibolites est granolépidoblastique à granoblastique. L'amphibole forme des cristaux trapus, sensiblement de même taille, de 1 à 2 mm.

Le quartz, relativement peu abondant, se présente en plages xénomorphes.

Le plagioclase, en cristaux xénomorphes, limpides, montre une zonation inverse : An 22-24 au centre et An 35-48 à la périphérie.

La hornblende, en cristaux automorphes à subautomorphes, a un fort pléochroïsme (brun-vert à incolore), un angle d'extinction a = + 17°-18° et un angle 2 V = - 84°-86°. Souvent au voisinage des grenats, elle prend un pléochroïsme bleu-vert.

Les grenats présentent fréquemment une structure hélicitique déterminée par des lignes d'inclusions de quartz et de sphène. Leur auréole réactionnelle est constituée de plagioclase et accessoirement de hornblende brun-vert.

o - Amphibolites

Elle se distinguent des précédentes par la rareté ou l'absence du grenat et par la grande taille des cristaux d'amphibole, souvent disposés en gerbes. Comme les amphiboles à grenat elles ne se rencontrent que dans la partie ouest de la série.

Leur composition minéralogique est la suivante :

- quartz
- plagioclase An 80-82
- hornblende brun-vert
- grenat rare
- sphène
- apatite, magnétite.

Plagioclase et hornblende sont fortement poeciloblastiques. Le plagioclase, particulièrement riche en anorthite (An 80-82), renferme de nombreux petits cristaux de quartz subautomorphes. La hornblende, en très grands cristaux subautomorphes, contient des inclusions de quartz, de plagioclase et de sphène.

o - Gneiss rubanés à amphibole et pyroxène

C'est un type de formation relativement fréquent, que l'on peut observer à l'entrée sud du village de Pias et en divers points le long de la route de Barcajobas.

Ces gneiss sont formés par des alternances millimétriques à centimétriques de lits vert clair, à pyroxènes, et de lits vert foncé, à amphiboles.

Au microscope, les lits à pyroxènes montrent une structure poecilobLastique. Leur composition minéralogique, voisine de celle des pyroxénites associées aux calcaires, est la suivante :

- quartz
- plagioclase An 62-64
- diopside abondant
- hornblende bleu-vert (formée aux dépens du diopside)
- clinozoïzite
- sphène
- apatite, zircon.

Les lits à amphibole, à structure franchement granoblastique, sont composés de :

- microcline abondant
- hornblende brun-vert foncé
- zircon très abondant.

Le contact entre ces lits de composition si différente est toujours brutal.

(+) - Les calcaires

Les calcaires sont fréquents dans la série de Viana del Bollo. Ils forment parfois des niveaux épais de plusieurs mètres qui ont alors été exploités en carrière, notamment à Seoane de Arriba, Rubiales et Pias. Mais, le plus souvent, ils constituent des bancs plus minces, de quelques cm à quelques dm d'épaisseur, qui sont fréquents un peu partout dans la série.

Ces calcaires, rarement purs, sauf dans les niveaux épais, présentent des faciès très variés selon la nature et la répartition des impuretés.

o - Les laminites

C'est un faciès assez banal qui se trouve soit aux épontes des grosses lentilles calcaires (Rubiales) soit isolé au sein des épibolites. Il est essentiellement formé par des alternances de lits, de calcite et de quartz, de 2 à 4 mm d'épaisseur. Cette lithologie très contrastée se repère aisément sur le terrain où l'altération a mis en relief les lits quartzeux.

Ces roches ont des compositions minéralogiques très variées. Outre le quartz, la calcite et le sphène, toujours présents, on peut y rencontrer les minéraux suivants :

- diopside
- hornblende bleu-vert
- trémolite
- clinozoïzite
- microcline
- plagioclase
- idocrase

o - Les calcaires impurs

De couleur claire ou blanche, veinées de vert ou de brun pâle, ces roches présentent un aspect saccharoïde caractéristique dû à la calcite largement cristallisée.

Elles offrent une très grande variété de paragénèses minérales auxquelles participent les minéraux suivants :

- calcite
- quartz
- diopside
- hornblende bleu-vert
- trémolite
- clinozoïzite.

D'autres minéraux apparaissent de façon plus épisodique, parfois en abondance tels que :

- microcline
- plagioclase calcique
- idocrase
- phlogopite
- olivine et serpentine

Enfin, c'est dans ces calcaires impurs que se rencontrent parfois des niveaux à faciès de pegmatoïde. Il s'agit de roches formées presque exclusivement de trémolite et de diopside en grands cristaux pluricentimétriques.

B. Les blastomylonites

Des panneaux d'un matériel gneissique, ayant des caractères pétrographiques et structuraux tout à fait différents de ceux des épibolites, se rencontrent isolés au sein de la série de Viana del Bollo. Ils ont une extension très variable, mais généralement réduite

Les plus importants d'entre eux sont situés aux points suivants (1) :

- Villardegoya : le long de la piste reliant San Augustin à Sever, à 800m au Sud du village (panneau d'une vingtaine de mètres) ;
- Sever : à 1,5 km environ au Nord du village, à l'embranchement de la piste de Cerdedelo (panneau de quelques mètres de large) ;
- Pias : à la sortie nord du village, le long de la route de Porto (panneau de 200 m environ) ;
- Route de Porto : à hauteur du P. K. 11 500 (c'est, avec l'affleurement précédent, le panneau le plus important).

D'autres panneaux de blastomylonites, mais dans un état de migmatisation plus ou moins avancé, s'observent un peu partout ailleurs dans la série (notamment le long de la piste de Barjacobas).

1) Caractères généraux

Les blastomylonites de la série de Viana del Bollo se présentent, en général, sous l'aspect de gneiss à grain fin, assez riche en micas, de couleur brun clair à brun violacé. Un litage régulier, bien visible, est déterminé soit par de très minces filonnets de quartz, continus ou discontinus, soit par des yeux de feldspath, isolés, mais souvent très nombreux et disposés le long de certains lits, soit, enfin, par des petits bancs centimétriques à décimétriques de gneiss leucocrates essentiellement quartzo-feldspathiques. Ces derniers, par leur structure grossière et très orientée, diffèrent tout à fait des filons de leucosome, même à faciès pegmatoide, des épibolites (pl. X, fig. 33).

Par leur structure finement litée, leur grain fin et régulier, la rareté relative des yeux de feldspaths, leur dureté, ces roches évoquent à première vue, une formation d'affinité gréseuse ou quartziteuse. Cette impression est renforcée par l'absence de caractères migmatiques tels que veines de leucosome et micas largement cristallisés.

Toutefois, un examen attentif des affleurements permet de constater qu'il existe toujours un passage progressif entre ces panneaux gneissiques et le reste de la série. On n'observe jamais le contact brutal tranché qui caractérise les bancs de quartzites dans les épibolites. Le passage de ces gneiss fins aux migmatites encaissantes se fait très progressivement, en quelques mètres. Il est marqué par :

- une augmentation, très sensible de la cristallinité des micas, surtout de la biotite ;
- un effacement plus ou moins complet de la schistosité des gneiss ;
- l'apparition de veines leucosomiques de plus en plus importantes.

Certaines structures des gneiss, et notamment les filonnets de quartz

---

(1) Carte topographique au 1/50 000, n° 226, "La Gudina"
- Villardegoya : x = 3° 22' 00" ; y = 42° 08' 00"
- Sever : x = 3° 18' 54" ; y = 42° 06' 32"
- Pias : x = 3° 18' 20" ; y = 42° 05' 13"
- Route de Porto : x = 3° 17' 55" ; y = 42° 06' 31"

et les lits d'yeux feldspathiques, demeurent bien reconnaissables dans cette zone de passage.

Il apparaît donc que ces formations gneissiques n'ont pas résisté, mais ont plutôt échappé à la migmatisation. D'ailleurs, nous verrons que leur composition minéralogique est tout à fait comparable à celle des épibolites. Elles représentent donc bien le matériel ancien, initial, aux dépens duquel s'est développée la migmatisation, c'est-à-dire, le paléosome des épibolites.

2) Les principaux types macroscopiques

Deux types principaux de blastomylonites peuvent être distingués, correspondant :

- l'un à un gneiss à grain fin, riche en biotite, avec des yeux de feldspath plus ou moins abondant ;
- l'autre à un gneiss franchement leucocrate.

a)- Les gneiss oeillés fins (pl. X, fig. 33, 34)

De loin les plus abondants, ils se signalent par les caractères suivants .

- Couleur brun foncé, parfois violacé, due à l'abondance de la biotite.

- Grain toujours très fin, mise à part la présence, en quantité variable, d'yeux millimétriques à centimétriques de feldspath.

- Structure oeillée, due à la présence de cristaux clairsemés de feldspath de 0,1 à 1 ou 2 cm de diamètre, plus ou moins bien exprimée selon la quantité de feldspath. Ces gneiss oeillés à yeux relativement peu abondants et de petite taille se distinguent très nettement des gneiss oeillés de Porto (orthogneiss) avec lesquels on ne peut les confondre. Les yeux de feldspath n'ont pas une répartition uniforme mais se trouvent soit isolés, soit rassemblés dans des lits plus ou moins continus. Ils peuvent être localement abondants et déterminer alors un rubanement assez régulier.

- Schistosité très régulière, souvent rigoureusement plane (abstraction faite des nodosités formées par les yeux de feldspath), déterminée principalement par une cristallisation parfaitement réglée des micas. Les roches ont soit un débit en plaque, lorsqu'elles sont riches en biotite et pauvres en feldspath et filonnets de quartz, soit, au contraire, une structure plus massive et une grande dureté lorsqu'elles sont plus franchement gneissiques.

- Présence, dans le plan de la schistosité, de filonnets de quartz très minces, de quelques dixièmes de mm à 1 ou 2 mm d'épaisseur. Ces filonnets, dont la longueur varie de 1 mm à plusieurs cm ou dm, sont, selon les échantillons, rares et isolés, ou nombreux et serrés, déterminant alors un fin rubanement caractéristique. Dans les faciès très micacés ou gréseux, ils sont absents ou extrêmement minces et visibles seulement au microscope.

- Présence d'une linéation d'étirement matérialisée par l'allongement de lentilles ou de lits de quartz, visible surtout dans les faciès franchement gneissiques.

b)- Les gneiss leucocrates (pl. X, fig. 35 ; pl. XI, fig. 36, 37, 38)

Ils forment des bancs très réguliers, aux épontes bien parallèles, dont l'épaisseur varie de 2 à 30 cm. Ces gneiss, en bancs isolés ou groupés,

concordants avec la schistosité des gneiss oeillés fins, se signalent par les caractères suivants.

- Couleur blanche caractéristique, due à l'absence systématique de biotite et à la rareté des minéraux ferro-magnésiens.

- Schistosité très développée, marquée par des lentilles ou des filonnets de quartz trapus, discontinus, mais très abondants, alternant avec des lits de muscovite.

- Une structure oeillée grossière.

Ainsi, les gneiss leucocrates renferment, en règle générale, des yeux de feldspath de grande taille, toujours supérieure à 1 cm. Même les faciès les plus fins, montrant alors des éléments de quelques millimètres, contiennent quelques grands yeux de feldspath.

Outre les feldspaths, on y observe aussi de la muscovite en gros cristaux de 0,5 à 1 cm d'épaisseur, de la tourmaline, localement très abondante et, plus rarement, des grenats de grande taille (1 à 3 cm).

Tous ces grands cristaux sont étroitement moulés par la schistosité c'est-à-dire par les filonnets de quartz et les lits de muscovite.

Ces gneiss leucocrates, par l'abondance des gros cristaux de feldspath, par la nature et la taille de certains minéraux (muscovite, tourmaline, grenat) évoquent très nettement des pegmatites secondairement déformées lors d'une phase tectonique. Cette origine ignée, cette nature pegmatitique, est bien confirmée par la répartition zonée des minéraux, par rapport aux épontes, que l'on observe dans certains bancs.

c)- Les enclaves

Au sein de la formation des gneiss oeillés fins, on observe, dans quelques rares cas, des enclaves de forme allongée, boudinée, toujours très étroitement moulées par la schistosité.

Deux principaux types ont été observés :
- enclave de forme ovoïde, d'une dizaine de cm de long, de matériel leucocrate, granitique à pegmatitique (pl. XI, fig. 39) ;
- enclave lenticulaire, en forme de boudins de 20 cm sur 10, d'une roche à grain très fin, à faciès de quartzite (visible au P. K. 11 500 de la route de Porto).

3) Etude microscopique

L'étude microscopique des différents types reconnus ci-dessus confirme les natures tout à fait différentes des gneiss oeillés fins et des gneiss leucocrates. En outre, elle met en évidence l'existence, dans ces roches, de deux catégories de minéraux, les uns finement cristallisés, formant le fond schisteux de la roche (mésostase), les autres, souvent de grande taille, très étroitement moulés par la schistosité (résidus) (pl. XII, XIII)

a)- Composition minéralogique

Les gneiss oeillés fins montrent la composition suivante.

Résidus (yeux)	Mésostase
- microcline (très rare)	- quartz
- plagioclase An 27-29	- plagioclase

parfois antiperthitique
- grenat
- disthène (le plus souvent altéré en séricite)
- biotite
- muscovite
- chlorite et tourmaline secondaire

Les gneiss leucocrates sont composés des minéraux suivants :

Résidus (yeux)
- microcline
- plagioclase An 10-12
- muscovite
- grenat
- tourmaline

Mésostase
- quartz
- plagioclase An 10-12
- muscovite
- tourmaline

La composition qualitative des gneiss oeillés fins se rapproche beaucoup de celle des épibolites bien que le plagioclase y soit légèrement plus calcique.

Les gneiss leucocrates, par contre, par la présence en abondance de microcline et d'oligoclase acide, ont peu d'affinités avec les gneiss oeillés fins ou les épibolites. En revanche ils sont comparables aux gneiss embréchitiques qui, eux aussi, se présentent en bancs isolés.

b)- Caractères structuraux (pl. XII, XIII)

Tous les faciès de ces formations gneissiques montrent une structure microscopique à caractères mylonitiques très accusés.

Cette structure est déterminée par :

- une mésostase à grain fin ou moyen, bien réglée, constituée de quartz, feldspath et micas, parcourue par un réseau plus ou moins dense de lentilles ou de filonnets de quartz (quartz discordant) ;

- des cristaux de feldspath, de taille nettement supérieure à celle du grain de la mésostase, toujours déformés (résidus ou porphyroclastes), moulés par la mésostase et les filonnets de quartz.

(+) - La mésostase

Dans les gneiss oeillés fins, elle est constituée de quartz et de plagioclase en plages xénomorphes, dentelliformes, toujours équidimensionnelles, de de 0,1 à 0,5 mm, selon les faciès, et de la biotite en petits cristaux automorphes parfaitement orientés dans le plan de la schistosité. Tous ces cristaux ne présentent aucune trace de déformation intime, contrairement aux résidus, et ont donc complètement recristallisé après broyage.

Dans les gneiss leucocrates, la mésostase est plus grossière, mais toujours isogranulaire. De la muscovite, en petits cristaux bien réglés, s'est développée en abondance aux dépens des feldspaths de la mésostase et parfois des résidus.

(+) - Les "quartz discordants" (P. MICHOT, 1938)

Ce sont des lentilles ou des plaquettes monocristallines de forme allongée, plus ou moins rectangulaires (0,2 à 0,6 mm d'épaisseur sur 1 à 10 15 mm de long), disposées en couches ou en lits. Ces cristaux, soit isolés, soit jointifs et formant alors des bandes, des filonnets, des rubans continus, sont toujours rigoureusement parallèles à la schistosité de la mésostase.

Deux ou trois de ces bandes peuvent se réunir, s'anastomoser, pour former une bande unique guère plus épaisse que les premières.

En règle générale, ces plaquettes ou ces bandes contournent et moulent les gros cristaux résiduels de feldspath, de tourmaline ou de grenat conjointement avec la schistosité.

Fréquemment, les résidus sont complètement cernés par ces bandes de quartz discordants et montrent, à leurs extrémités, des ombres de pression ("pressure shaddow") de quartz.

Cette structure à "quartz discordants", reconnue et définie par P. MICHOT (1938), est caractéristique des formations cristallines ayant subi un phénomène de cataclase suivi d'une recristallisation, c'est-à-dire des formations ayant été l'objet d'un métamorphisme blastomylonitique (P. MICHOT, 1938 ; J. BELLIERE, 1958 ; J. TOURET, 1967 ; J. M. ANTHONIOZ, 1969).

(+) - Les résidus ou porphyroclastes

Ces minéraux, toujours moulés par la schistosité et les plaquettes ou les bandes de quartz discordant, représentent une fraction résiduelle de la roche ancienne, fraction plus ou moins épargnée par la cataclase et la recristallisation.

Les feldspaths, résidus les plus fréquents, sont soit simplement déformés et tordus (plan de macle courbé, extinction roulante), soit granulés, c'est-à-dire morcelés et transformés en une mosaïque de cristaux plus petits à peu près jointifs (J. BELLIERE, 1958). Ces feldspaths granulés s'observent surtout dans les gneiss leucocrates.

Dans les gneiss oeillés fins, les grenats sont abondants, mais toujours partiellement destabilisés en quartz et biotite. Le disthène est très rare et le plus souvent recristallisé en séricite. Les amandes ou amas de séricite sont toujours moulés par la mésostase, ce qui montre le caractère résiduel du minéral originel.

Dans les gneiss leucocrates, la muscovite résiduelle, en grands cristaux, est fortement tordue. La tourmaline et le grenat sont simplement moulés par les bandes de quartz.

c)- Les enclaves

Les enclaves observées dans les formations blastomylonitiques, quoique très rares, méritent une étude spéciale. Les plus intéressantes sont, sans doute, les petits boudins décimétriques observés au P. K. 11,500 de la route de Porto.

Leur composition minéralogique s'établit ainsi :

- quartz
- plagioclase complétement damouritisé
- clinozoïzite abondante
- biotite chloritisée
- muscovite
- sphène très abondant
- apatite, zircon, minerai opaque.

Leur structure est franchement granoblastique avec des cristaux de quartz et de plagioclase xénomorphes. Le plagioclase, difficile à déterminer, devait être initialement très calcique si on en juge d'après la quantité de clinozoïzite qu'il renferme. La clinozoïzite est également abondante dans le reste de la roche. Biotite et muscovite forment quelques grands cristaux xénomorphes.

L'intérêt de ces enclaves réside, d'une part, dans leur composition minéralogique et, d'autre part, dans leur gisement.

Par leur nature calcique, attestée par l'abondance de la clinozoïzite et du sphène, ces enclaves se rapprochent de certains niveaux calco-silicates réfractaires, visibles dans les épibolites, tels que gneiss à pyroxène et grenat.

Par leur gisement en boudins étirés, moulés par la schistosité générale, ces enclaves ont la même signification et la même origine que les porphyroclastes. Elles correspondent à une fraction résiduelle du matériel ancien, épargnée par la cataclase au cours du métamorphisme blastomylonitique.

Dès lors, il est permis de penser que la majorité des boudins et des lentilles de roches réfractaires de la série de Viana del Bollo se sont individualisés, en tant que résidus, dans les mêmes conditions, c'est-à-dire durant le métamorphisme blastomylonitique. Ceci expliquerait bien l'intensité du boudinage et l'absence de continuité stratigraphique de tous les niveaux réfractaires.

4) Conclusions

L'existence de ces panneaux de formations blastomylonitiques au sein des épibolites de la série de Viana del Bollo est d'une importance capitale et conduit aux conclusions suivantes.

a)- Ces panneaux sont des témoins du matériel ancien ou paléosome dont dérivent les épibolites. Outre le passage progressif observé entre ces deux matériels, il existe d'étroites analogies de composition minéralogique, entre les différents faciès des blastomylonites et ceux des migmatites hétérogènes, entre gneiss oeillés fins et épibolites, gneiss leucocrates et gneiss embréchitiques, enclaves et roches réfractaires calco-magnésiennes.

b)- Ce paléosome est formé par des blastomylonites. Ces roches, typiquement polycycliques, dérivent elles-mêmes d'anciennes formations cristallines, affectées par une cataclase et une recristallisation (métamorphisme blastomylonitique).

L'étude pétrographique met en évidence la nature et l'origine différentes de ces formations cristallines anciennes. Les unes sont d'anciennes pegmatites acides (gneiss leucocrates) ; les autres sont d'anciens paragneiss variés, acides ou parfois calco-magnésiens (gneiss oeillés fins à résidus de grenat et de disthène ou enclave calco-magnésienne).

Ces blastomylonites dérivent donc d'un ensemble cristallin d'origine mixte, métamorphique et igné, probablement d'une série métamorphique traversée par des filons de pegmatites.

C. Les intrusions postérieures à la migmatisation hétérogène

Les épibolites sont traversées et recoupées par des filons ou des massifs de matériel granitique. Ceux-ci sont nettement postérieurs à la migmatisation et nous nous contenterons ici de les répertorier

Ces intrusions se rangent en deux grandes catégories chronologiquement distinctes, selon qu'elles sont antérieures ou postérieures à la phase de

plissement en chevrons, c'est-à-dire déformée ou non par la phase 4.

1) Formations déformées par les chevrons

Il s'agit principalement de pegmatites à muscovite et d'aplites. En filons obliques sur la schistosité des épibolites, plus ou moins boudinés, parfois lenticulaires, ces formations montrent une schistosité fruste, mais toujours bien visible. Certains filons sont concordants avec la schistosité des épibolites.

2) Formations postérieures aux chevrons

Elles comprennent des pegmatites à muscovite, tourmaline et beryl, et des granites en massifs circonscrits comme le massif de Pradomarisquedo. La mise en place de ces formations se rattache au cycle hercynien.

D. Conclusions

Au terme de cette étude pétrographique, il est possible de dégager quelques caractères essentiels de la série de Viana del Bollo et surtout d'en préciser l'origine et l'évolution.

1) Origine et âge de la série de Viana del Bollo

La grande variété des faciès lithologiques (gneiss, quartzites, gneiss calco-magnésiens et calcaires), le caractère rythmique de certains niveaux (gneiss rubanés, laminites gréso-calcaires), ne laissent guère de doute quant à l'origine de cette série. Elle provient d'un ensemble sédimentaire, essentiellement gréso-pélitique, avec des différenciations lithologiques très accusées (grès purs, marnes, calcaires).

Cette série, de par sa lithologie, n'a pas d'équivalent dans les terrains paléozoïques qui l'entourent. Ceux-ci en diffèrent considérablement en particulier par l'absence de niveaux calcaires ou marneux (1).

Le Silurien de la série de Verin renferme bien des formations calcaires, bien que très rares, et pourrait être l'équivalent, non migmatisé, de la série de Viana del Bollo. Mais, dans cette hypothèse, il serait difficile d'expliquer son état migmatisé dans cette seule région, alors que partout ailleurs il présente un degré métamorphique épizonal supérieur, sans faire appel à des mécanismes tectoniques et métamorphiques complexes et peu vraisemblables.

Il est donc nécessaire de rechercher ailleurs, dans d'autres régions, une série datée comparable à la série de Viana del Bollo.

---

(1) R. CAPDEVILA (1969), après avoir "parcouru" notre région d'étude, a constaté que les migmatites de la Sierra Segundera (= série de Viana del Bollo) "passent latéralement à des schistes et des quartzites à Cruziane de la base de l'Ordovicien". Nous n'avons pas pu observer, malgré nos efforts, la trace d'un tel passage latéral.

A l'Est, dans les zones les plus internes de la virgation asturo-galicienne, les niveaux calcaires sont bien connus dans le Cambrien moyen (calcaires et dolomies de Vegadeo) et le Cambrien inférieur (série de Candana). L'assimilation des niveaux calcaires de la série de Viana del Bollo à ceux du Cambrien est séduisante mais soulève certaines difficultés d'ordre stratigraphique et paléogéographique. En effet, dans ce cas, il existerait une série du Cambrien inférieur ou moyen, bien développée, mais d'une extension géographique réduite, en plein coeur d'un domaine caractérisé, précisément, par la lacune de ces étages (Cambrien de type Tolède de F. LOTZE, 1961). Cette lacune, bien réelle, a été constatée à l'Ouest, au Nord et à l'Est de la région de Viana del Bollo.

Au Sud, au Portugal, le complexe des schistes et grauwackes (C. TEIXEIRA, 1955) d'âge anté-ordovicien, offre certaines ressemblances avec la série de Viana del Bollo, notamment par la présence de niveaux calcaires. Il s'en distingue, toutefois, par un degré métamorphique généralement moins élevé. Malheureusement, ce complexe des schistes et grauwackes n'a fait l'objet, jusqu'à présent d'aucune étude stratigraphique d'ensemble et n'est connu qu'à travers des observations locales dans des régions souvent très éloignées les unes des autres. Depuis les travaux de C. TEIXEIRA aucune étude pétrographique complète et détaillée n'en a été publiée. De ce fait, son âge exact reste encore incertain : selon les derniers travaux connus, il serait précambrien à cambrien (A. RIBEIRO et coll., 1966), cambrien (Ph. MATTE, 1968), précambrien à cambrien inférieur (C. TEIXEIRA, 1969).

La série de Viana del Bollo, par sa lithologie très variée, n'est comparable à aucune des formations paléozoïques voisines bien datées.

2) Evolution polycyclique de la série de Viana del Bollo

Les blastomylonites sont des formations typiquement polycycliques, c'est-à-dire issues de la superposition de métamorphismes et de tectoniques appartenant à des cycles orogéniques différents (J. COGNE, 1960 ; J. BELLIERE, 1967 ; P. M. ANTHONIOZ, 1969).

Leur présence prouve que les formations de la série de Viana del Bollo ont participé à deux cycles orogéniques qui peuvent se schématiser de la manière suivante.

a)- Au cours du premier cycle, se sont manifestés, d'une part, un métamorphisme régional (métamorphisme antéblastomylonitique) qui a développé une série d'ectinites et, d'autre part, un magmatisme acide responsable de la mise en place, dans ces ectinites, de filons de matériel granitique (pegmatites).

b)- Le second cycle se marque par :
- un métamorphisme blastomylonitique avec cataclase et recristallisation
- une migmatisation hétérogène.

Cette évolution métamorphique polycyclique, inconnue dans les terrains cambro-ordoviciens, exclut tout âge paléozoïque et prouve que la série de Viana del Bollo est une formation beaucoup plus ancienne, très certainement précambrienne. De ce fait, on est conduit à rechercher des éléments de comparaison dans les formations précambriennes de Galice.

3) Comparaison avec les formations polycycliques du Nord-Ouest de la Péninsule

A l'Ouest de la région étudiée, dans la province de Pontevedra, P. FLOOR (1966) a mis en évidence une ancienne série sédimentaire composée de pélites et de grauwackes, avec des niveaux gréseux, arkosiques et calciques, affectée par un métamorphisme anté-hercynien, probablement précambrien. Cette série métamorphique a été intrudée par des granites variés, alcalins et calco-alcalins, d'âge calédonien. Selon cet auteur, cet ensemble métamorphique et éruptif a été repris par un métamorphisme blastomylonitique d'âge hercynien.

H. G. AVE LALLEMANT (1965), dans la partie occidentale de la province de la Coruña, signale des orthogneiss blastomylonitiques et des gneiss oeillés d'âge probablement précambrien.

Dans le massif du Cabo Ortegal (province de la Coruña), D. E. VOGEL (1967) a reconnu et étudié en détail les différents aspects d'un ensemble de paragneiss issus d'une série sédimentaire psammitique et pélitique, avec des niveaux gréseux et calciques, affectée par un métamorphisme précambrien. Ces paragneiss, après avoir été intrudés par des roches éruptives, notamment granitiques, d'âge anté-hercynien, ont été atteints par une blastomylonitisation hercynienne et se présentent donc sous forme de gneiss lités, glandulaires ou oeillés, d'orthogneiss et de blastomylonites variées.

Enfin, A. VAN ZUUREN (1969) décrit, dans la région de Saint-Jacques de Compostelle, divers complexes formés de paragneiss, d'amphibolites et d'orthogneiss à structure blastomylonitique, à caractères polymétamorphiques et résultant de la superposition de métamorphismes précambrien et hercynien.

Les formations précambriennes à caractères polymétamorphiques de ces différentes régions offrent des ressemblances étroites avec la série de Viana del Bollo, tant par leur lithologie (niveaux calciques et calco-magnésiens, orthogneiss, etc...) que par leur caractère polymétamorphique. Ces analogies constituent un argument supplémentaire en faveur d'un âge ancien, précambrien.

L'étude des différents métamorphismes et de leur superposition nécessite une bonne connaissance préalable de la chronologie des déformations. En effet, il est indispensable de pouvoir restituer, aussi précisément que possible, la cristallisation de chaque minéral ou de chaque paragénèse minérale par rapport à une phase majeure de plissement.

Aussi, avant l'étude métamorphique proprement dite, nous allons aborder l'étude structurale de la série de Viana del Bollo.

II. ETUDE STRUCTURALE

La structure générale de la série de Viana del Bollo, telle qu'elle se présente actuellement, est fortement marquée par la dernière phase tectonique (plissement en chevrons).

En effet, les migmatites ont été beaucoup plus sensibles aux plissements que les orthogneiss. Alors que ces derniers offrent une disposition simple, elles sont intensément plissées et plus redressées. Ceci résulte principalement des propriétés mécaniques différentes des deux matériels. Les migmatites, grâce à leur schistosité bien développée et à leur structure rubanée soulignée par des lits surmicacés, ont réagi de façon beaucoup plus souple que les orthogneiss. Ceci explique leur disposition grossièrement monoclinale à l'échelle de la carte avec une schistosité orientée N. 100° à N. 130° et pendant

vers le Sud-Ouest.

A l'affleurement, la structure générale des migmatites, telle qu'elle résulte de la superposition des diverses phases de plissement, se révèle fort complexe. Ces différentes phases sont visibles, ou non, selon la nature du matériel (compétent ou incompétent), sa structure ancienne, etc...

Trois phases principales de plissement sont reconnaissables avec certitude.

- phase 4 : plissement en chevrons
- phase 3 : plissement isoclinal.
- phase 2 : déformation rupturelle et souple.

Nous les étudierons dans l'ordre inverse de la chronologie afin de pouvoir, en dépliant les structures, retrouver les caractères essentiels de chaque plissement.

A. Les différentes phases de plissement

1) Phase 4

La schistosité des épibolites est affectée par un plissement souple, généralisé, ayant développé des structures d'importance et de nature variées, mais dont les plus nombreuses et les plus remarquables sont des plis en chevrons. Cette phase de plissement en chevrons correspond à celle qui s'observe dans les gneiss oeillés d'origine ortho- du massif de Porto, mais avec un développement plus épisodique.

a)- Les structures plissées

Cette phase 4 se marque par deux grands types de structure, des plis mégascopiques, de grande dimension, et des plis en chevrons méso- à microscopiques.

(+) - Les grands plis

Ils sont bien visibles lorsque la série des épibolites comporte des niveaux plus compétents tels que bancs de quartzites ou gneiss quartzeux. Dans ces formations ils apparaissent comme des plis ouverts, d'amplitude relativement faible, avec un angle entre les flancs toujours grand, à plan axial S_4 subhorizontal.

Lorsque le niveau repère est un banc relativement mince et isolé dans un matériel moins compétent, les plis sont nettement plus serrés et parfois accompagnés de boudinage. Mais le plus souvent, le banc compétent forme un pli simple plus ou moins ouvert tandis que l'encaissant montre des plis en chevrons, d'amplitude variable, dont le plan axial est parallèle à celui du grand pli (fig. 33). Il apparaît nettement que les chevrons correspondent à un clivage de plan axial (clivage de crénulation, "slip cleavage", "strain slip cleavage" "false cleavage").

(+) - Les plis en chevrons

Les niveaux compétents sont relativement rares et, de ce fait, on observe peu de plis de grande dimension. Le plus souvent, dans les épibolites, on rencontre en abondance des plis en chevrons, de faible amplitude, ayant un développement très régulier. Ces chevrons sont présents partout, sauf dans les

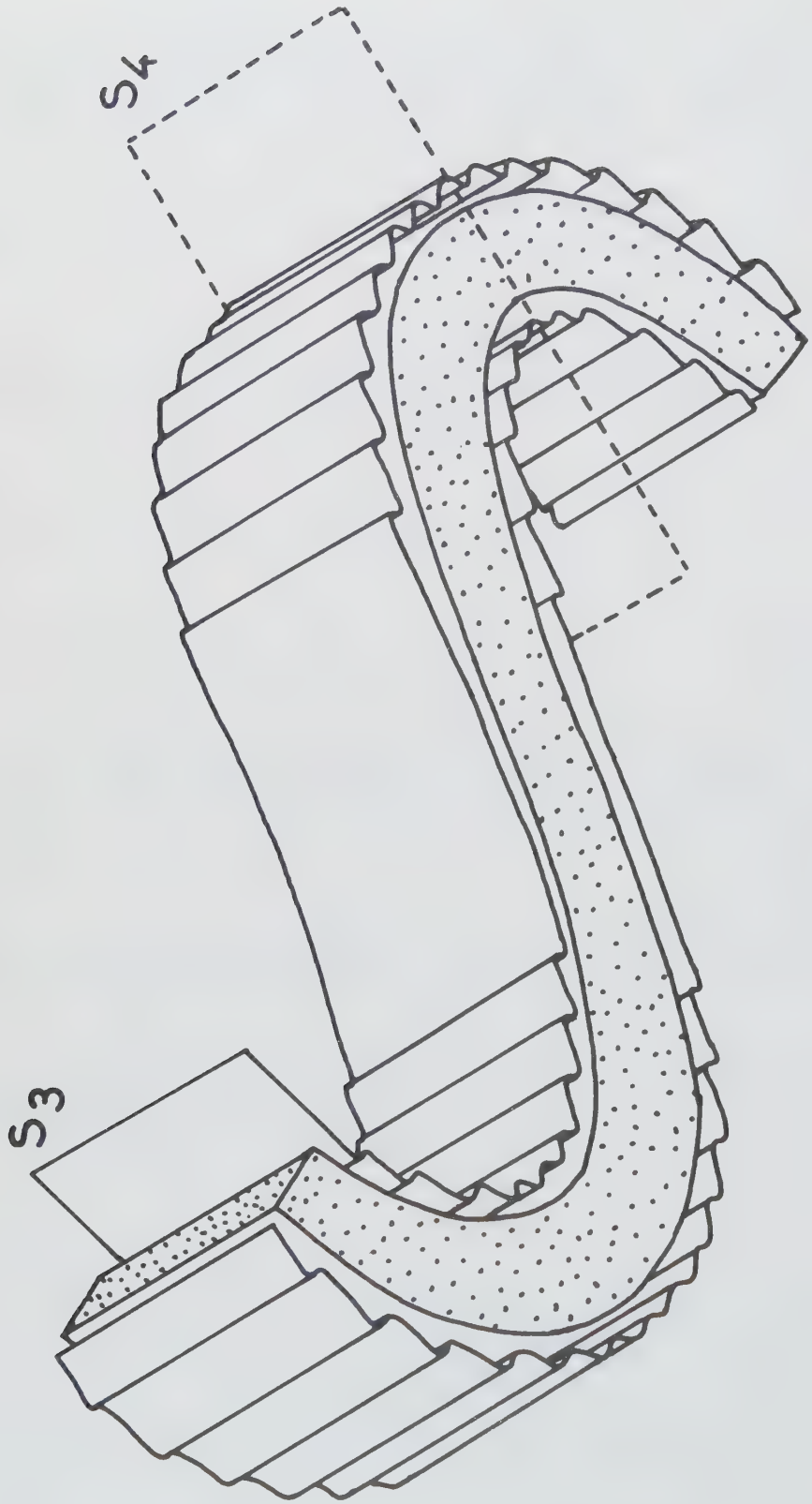


Figure 33. Phase 4 - Le développement des plis en chevrons est nul dans les bancs compétents (quartzites) ou sur les flancs des plis mégascopiques, mais très important dans les formations moins compétentes (paléosome riche en micas).

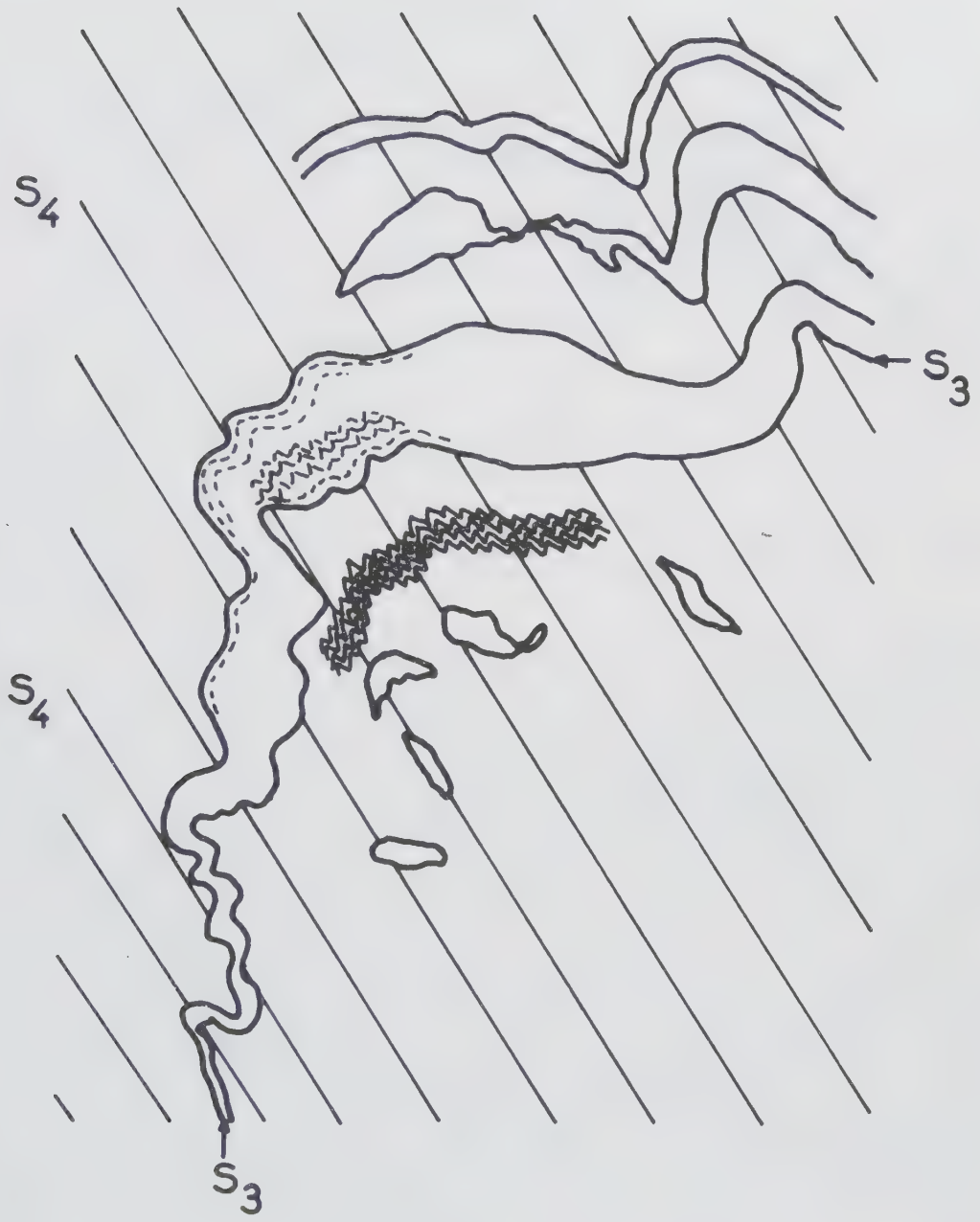


Figure 34. Phase 4 - Allure des plis en chevrons dans les épibolites (plis décimétriques, à charnière arrondie dans les leucosomes, plis centimétriques dans le mélanosome).

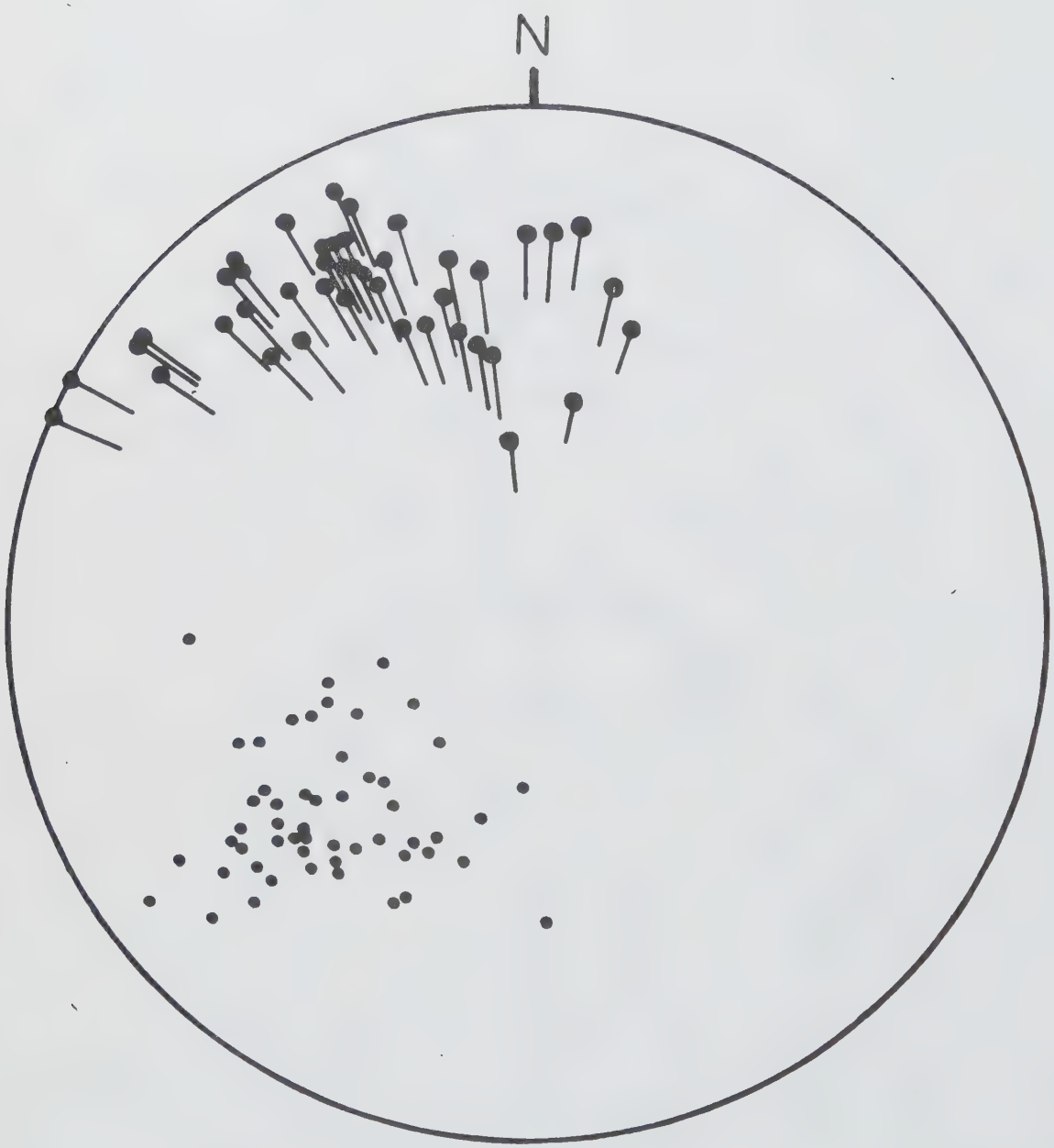


Figure 35. Diagramme d'orientation des structures de phase 4 dans la série de Viana del Bollo.

—● : axe de plis en chevrons

● : plan axial de plis en chevrons

Canevas de Schmidt - Hémisphère supérieur.

niveaux compétents et sur les flancs des grands plis, lorsque l'angle d'intersection du plan axial S_4 et de la schistosité ancienne S_3 est faible (fig. 33).

Ces plis en chevrons prennent des aspects et des formes très variables.

Dans les faciès très micacés comme les mélanosomes, ils ont des amplitudes centimétriques et des charnières aigues (fig. 34 et pl. XIV). Dans les niveaux leucosomiques, ils montrent des amplitudes plus grandes, souvent décimétriques et des charnières beaucoup plus arrondies (fig. 34).

Cette géométrie variable est due à l'influence de deux facteurs :
- l'épaisseur et, d'une manière générale, l'importance des niveaux compétents (filons de leucosomes);
- l'épaisseur relative des couches compétentes (leucosomes) et incompétentes (mélanosomes).

Nous avons déjà signalé le rôle de la lithologie dans la forme plus ou moins ouverte des plis de grande dimension de la phase 4. La même constatation peut-être faite à plus petite échelle. Plus les filons de leucosome sont épais et nombreux et plus les chevrons montrent une zone de charnière développée, à grand rayon de courbure (pl. XIV, fig. 49, 50, 51). Tous les stades de transition entre pli à charnière arrondie et chevron typique à charnière aigue sont visibles.

L'amplitude et la fréquence des plis en chevrons dépendent très étroitement de l'épaisseur des lits de nature différente. Les lits leucosomiques de 5 à 10 cm d'épaisseur montrent des déformations d'amplitude décimétrique et peu nombreuses. Plus ces lits sont minces et plus l'amplitude est petite, cependant que, conjointement, la fréquence des déformations augmente. Dans le mélanosome, les micas ou les petits horizons clairs montrent des chevrons d'amplitude centimétrique ou parfois millimétrique. Le passage d'une amplitude décimétrique à une amplitude centimétrique est lié au changement de lithologie et peut être, selon les cas, rapide ou très progressif.

b)- Direction du plissement en chevrons

L'étude statistique de l'orientation du plan axial S_4 et de l'axe des plis en chevrons met en évidence, malgré une dispersion notable, une direction de plissement constante (fig. 35).

Les plans axiaux S_4 ont une direction moyenne N. 130° à N. 140°, avec un pendage régulier vers le Sud-Ouest de 40 à 50°. Les axes des plis montrent des directions plus variées, allant de N. 120° à N. 180°, avec toutefois une plus grande fréquence autour de N. 140°.

2) La phase 3

Les plis en chevrons de la phase 4 déforment la schistosité S_3 des épibolites. Ils ont donc un caractère nettement tardif ou postérieur et sont donc post-schisteux.

La schistosité S_3 résulte d'une phase de plissement contemporaine du métamorphisme et de la migmatisation hétérogène. Cette phase se reconnaît par l'existence de plis disposés dans le plan de la schistosité S_3, c'est-à-dire de plis synschisteux.

a)- Les structures de la phase 3

Ce sont des plis de type semblable, plus ou moins serrés, d'amplitude très variable, métrique à décamétrique, dont le plan axial coïncide avec la schistosité générale des épibolites. Ils ne sont visibles, en général, que dans les niveaux plus ou moins réfractaires à la migmatisation (quartzites, gneiss à pyroxène, etc...). Dans le reste de la série, ils ont été totalement effacés par le développement de la schistosité (pl. XV, fig. 52).

Les lits de leucosome sont rarement engagés dans des plis de phase 3. Ceci tendrait à prouver que le leucosome s'est développé surtout dans le plan de la schistosité, donc parallèlement au plan axial des plis et non pas conformément à une ancienne lithologie.

Les plis de phase 3 présentent les caractères suivants :

(+) - Ce sont toujours des plis de type semblable, soit très serrés lorsque le matériel est relativement micacé (pl. XV, fig. 54, 55), soit ouverts dans les formations plus franchement gréseuses (pl. XV, fig. 53 ; pl. XVI, fig. 56, 57).

Les couches engagées dans ces plis montrent un épaississement sensible dans la zone charnière et un étirement ou un boudinage sur les flancs.

(+) - D'importantes cristallisations de micas, rigoureusement orientés dans le plan axial, s'observent dans tous ces plis matérialisant ainsi la schistosité de plan axial S_2.

Ces cristallisations, réduites dans les niveaux réfractaires, sont prépondérantes dans le reste de la formation où elles déterminent la schistosité principale S_3 qui efface toutes les structures anciennes (pl. XV, fig. 52).

(+) - Comme on le voit sur les différentes figures des planches XV et XVI, les plis de phase 3 affectent un matériel régulièrement lité qui possédait déjà une structure planaire. On peut alors se demander si celle-ci correspond à la stratification originelle ou à une schistosité antérieure. Diverses observations permettent d'opter pour cette seconde interprétation.

o - Dans certains cas, des boudins ou des lentilles de gneiss à amphibole sont replissés par la phase 3. Ils se présentent sur le terrain comme des charnières isolées dans un matériel gneissique homogène (pl. XVI, fig. 59 ; pl. XVII, fig. 60).

On constate alors que la phase 3 a replissé une schistosité plus ancienne, matérialisée par des cristaux d'amphibole bien réglés. Le boudin lui-même ne peut provenir que d'une phase tectonique plus ancienne, antérieure à la phase 3.

o - La même observation se fait dans des amphibolites. Une schistosité très régulière marquée par l'alignement des aiguilles d'amphibole est replissée par la phase 3.

o - Dans les blastomylonites, la phase 3 reprend en plis serrés, presque isoclinaux, la schistosité qui moule les porphyroclastes, c'est-à-dire la schistosité associée au métamorphisme blastomylonitique (pl. XVI, fig. 58).

(+) - Remarque. Il est rare d'observer des plis de phase 3 repris par les plis en chevrons de la phase 4. En effet, les niveaux plus ou moins réfractaires dans lesquels se rencontrent les plis de phase 3 sont également très compétents et échappent au plissement en chevrons. Les plis en chevrons viennent alors buter contre le niveau compétent et on constate l'obliquité de la

schistosité S_4 par rapport à la schistosité S_3 (fig. 36).

b)- Direction des plissements

Malgré la relative rareté des structures de la phase 3 et la superposition des chevrons de la phase 4, il est possible de déterminer, à peu près, l'orientation de ce plissement.

La direction des plans axiaux varie de N. 90° à N. 170°. Cette dispersion est due, pour une part, à l'existence de plis conjugués, c'est-à-dire de plis appartenant à une même phase, mais ayant des directions d'axe et de plan axial différentes(J. G. RAMSAY, 1962). Il semble bien cependant que la direction moyenne de la schistosité S_3 soit sensiblement N. 130°.

Le pendage de la schistosité S_3, après suppression des effets de la phase 4, apparaît généralement subhorizontal.

Les axes des plis montrent une direction très variable (plis conjugués) mais un plongement assez constant vers le Sud-Est.

c)- Conclusions

En conclusion, la phase 3 se caractérise par des déformations en régime tangentiel développant une schistosité S_3 subhorizontale associée à des plis synschisteux plus ou moins serrés, contemporains du métamorphisme et de la migmatisation hétérogène.

3) La phase 2

Les preuves de l'existence d'une phase de plissement antérieure à la phase 3 sont nombreuses et variées.

a)- Les boudins des gneiss à pyroxène et grenat ou d'amphibolite sont parfois replissés par la phase 3 qui déforme alors leur schistosité interne. Boudinage et schistosité interne des boudins sont donc issus d'une phase antérieure à la phase 3 (pl. XVI, fig. 59 ; pl. XVII, fig. 60).

b)- Les gneiss à pyroxène et grenat offrent, dans quelques rares cas, des charnières de plis synschisteux, complètement isolées, qui se présentent comme des boudins.

Ce plissement synschisteux, accompagné d'un intense étirement, est certainement le même que celui qui a provoqué le boudinage. Rappelons que ce dernier phénomène est associé à la blastomylonitisation.

c)- Toujours dans les niveaux réfractaires à la migmatisation, on observe des plis repris et déformés par la phase 3. Il s'agit de plis typiquement isoclinaux, à flancs parallèles, de dimensions variées (pl. XVII, fig. 61, 62, 63).

L'examen microscopique des charnières révèle l'existence d'une schistosité de plan axial bien développée matérialisée par la cristallisation bien réglée des micas.

Ceci prouve sans ambiguité l'existence d'une phase de plissement et d'une schistosité associée S_2, indépendante de la phase 3 et antérieure. Cette phase 3 peut être rattachée à la phase de blastomylonitisation.

En effet, le développement des blastomylonites se caractérise

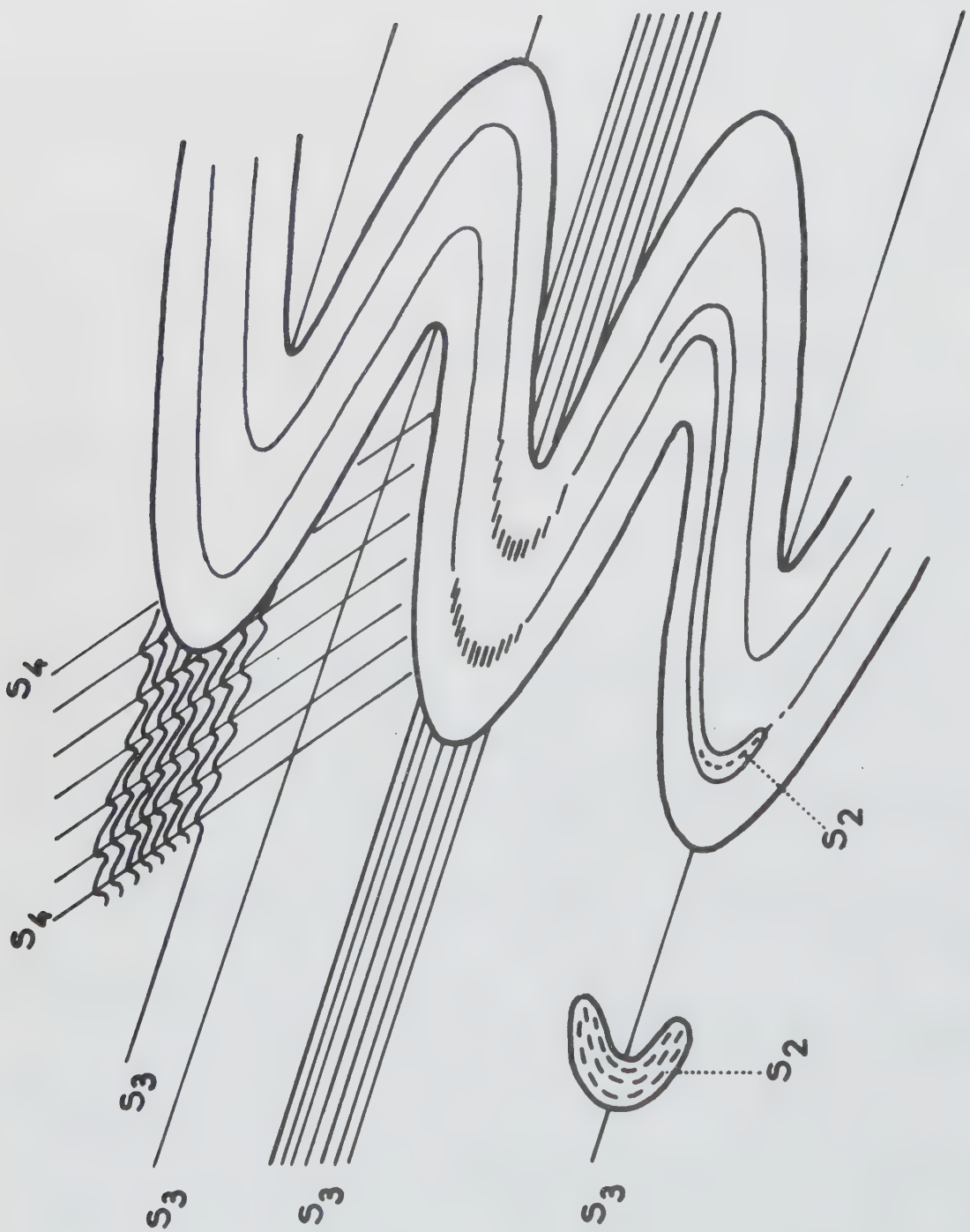


Figure 36. Schéma de la succession des plissements dans la série de Viana del Bollo. (explications dans le texte)

par une phase de déformation rupturelle suivie de recristallisations et d'une phase de déformation souple. Celle-ci, de type tangentiel, développe des plis isoclinaux synschisteux (P. M. ANTHONIOZ, 1969). Les plis isoclinaux de phase 2 observés dans les niveaux réfractaires correspondent très certainement à la phase de déformation souple de la blastomylonitisation.

Il est vrai que, dans les panneaux de blastomylonites, cette déformation souple, sous l'aspect de plis isoclinaux, n'a pas été constatée. Mais en revanche, il existe une schistosité antérieure à la phase 3 et qui est déformée par celle-ci. Cette schistosité des blastomylonites est très certainement associée aux plis isoclinaux de phase 2 et correspond donc à S_2.

La phase 2 se marque, outre le plissement isoclinal, par un boudinage d'une intensité exceptionnelle qui a fragmenté tous les niveaux compétents. Un tel phénomène de boudinage a bien été constaté dans les blastomylonites.

La direction du plissement de phase 2 est difficile à préciser en raison du nombre relativement restreint des structures encore visibles et des déformations ultérieures qui se sont superposées. Les plis isoclinaux en particulier, trop rares, ne permettent pas d'établir une statistique significative. Toutefois, les boudins, par leur allongement, peuvent fournir une indication sur l'orientation de l'axe b du plissement.

Tous les axes de boudins mesurés ont des directions comprises entre N. 15° et N. 60°. Ceci permet de penser que le plissement de la phase 2 s'est développé sur un axe sensiblement nord-est-sud-ouest.

En conclusion, la phase 2 est caractérisée par un régime de déformations tangentielles, développant des plis isoclinaux synschisteux. Elle correspond à la phase souple qui accompagne la recristallisation lors du métamorphisme blastomylonitique. Elle est responsable de l'apparition de la schistosité dans les blastomylonites et dans diverses formations réfractaires.

4) Les phases anciennes

Il est probable qu'une ou plusieurs phases tectoniques se sont manifestées durant le cycle orogénique ancien, notamment au cours du métamorphisme antéblastomylonitique. Mais la blastomylonitisation semble en avoir effacé toute trace dans la série de Viana del Bollo. Toutefois, au Sud de la région étudiée, dans les complexes précambriens allochtones du Nord-Est du Portugal, une phase de plissement antérieure à la blastomylonitisation a été reconnue sous la forme d'une linéation minérale (P. M. ANTHONIOZ, 1969).

5) En conclusion, la succession des phases de plissement dans la série précambrienne de Viana del Bollo s'établit ainsi (fig. 36).

a)- Phase 1 : cycle orogénique ancien (antéblastomylonitique).
- existence très probable, mais non reconnue avec certitude.

b)- Phase 2 : cycle orogénique jeune (blastomylonitisation) marqué par une déformation rupturelle (cataclase) accompagnée d'une recristallisation et d'une déformation souple.
- développement d'une schistosité S_2 et de plis isoclinaux synschisteux ;
- boudinage des niveaux compétents ;
- direction du plissement : Nord-Est-Sud-Ouest.

Figure 37. Blastomylonites acides (gneiss oeillés fins) du P.K. 11 500 de la route de Porto. Diagramme d'orientation des axes C de 120 cristaux de quartz. Contours : 3 %, 3,5 %, 1,5 %.

c)- Phase 3 marquée essentiellement par une déformation souple
- apparition de plis serrés ou isoclinaux synschisteux et d'une schistosité S_3
- la schistosité S_2 est partout effacée par la schistosité S_3 sauf :
  . dans les panneaux de blastomylonites
  . dans les niveaux réfractaires.
- direction du plissement N. 150°

d)- Phase 4 marquée par une déformation souple
- développement de petits plis en chevrons et de plis mégascopiques. Ces chevrons replissent S_3 mais, comme nous le verrons plus loin, sont symétamorphes (arcs polygonaux).

e)- Remarque

La distinction entre phase 2 et phase 3 respecte la chronologie relative des déformations, telle qu'on l'observe sur le terrain. En fait, ces phases 2 et 3 n'appartiennent pas nécessairement à des cycles orogéniques différents. Il est plus vraisemblable qu'elles représentent deux stades d'une même phase développant d'abord des plis isoclinaux et se poursuivant en plis serrés reprenant les plis précédemment élaborés. Une telle succession a été décrite par H. R. WYNNE-EDWARDS (1967).

B. Etude microtectonique

Volontairement succinte, cette étude a pour buts principaux, d'une part, de vérifier l'origine cataclastique des blastomylonites et, d'autre part, de préciser le caractère syn- ou post-schisteux des plis des différentes phases et notamment de la phase 4.

1) Les blastomylonites

L'étude statistique de l'orientation de l'axe optique des quartz en lentilles ou en bandes (quartz discordant) révèle que ces cristaux sont systématiquement perpendiculaires à la linéation b repérée sur échantillon. Les axes optiques se répartissent dans le plan (a, c) de façon sensiblement symétrique de part et d'autre de la direction a (fig. 37). Les dispersions observables sur le diagramme doivent être attribuées aux phases de déformation et de recristallisation ultérieures et, notamment, à la phase 3.

Ce type de texture, bien connu, est caractéristique des roches mylonitiques (F. J. TURNER et L. E. WEISS, 1963).

2) Les plis de phase 2 et 3

L'étude microscopique confirme le caractère synschisteux, déjà remarqué sur le terrain, de ces plis.

a)- Dans toutes les charnières de pli de phase 3, les micas se sont développés parallèlement au plan axial.

Dans les niveaux gneissiques réfractaires finement lités et compétents, montrant des plis ouverts, on constate que les micas sont parallèles au

plan axial et obliques par rapport au litage. Dans les faciès moins compétents, où les plis sont plus serrés, les micas ont bien cristallisé dans le plan axial, dans le plan de la schistosité S_3, mais sont subparallèles au litage. La schistosité ne recoupe le litage que dans la zone de charnière qui est extrêmement réduite.

Dans le mélanosome des épibolites, où les micas sont abondants et le litage peu ou pas marqué, les plis de phase 3 ne sont plus repérables.

b)- Les plis de phase 2 que nous avons observés se rattachent à deux types principaux.

Dans les roches gréso-feldspathiques finement litées, les plis isoclinaux de phase 2 sont simplement dessinés par les lits de composition minéralogique différente. La schistosité S_2 associée à ces plis et qui devrait être marquée par la cristallisation orientée des micas, a été effacée par S_3 ou se confond avec elle, selon que S_3 est perpendiculaire ou parallèle à S_2. Dans tous les exemples de plis de phase 3 étudiés, les micas sont toujours recristallisés dans le plan de la schistosité S_3, c'est-à-dire parallèlement au plan axial.

Dans les gneiss à pyroxène et amphibole, les recristallisations liées à la phase 3 ont été plus réduites et les plis de phase 2 sont typiquement synschisteux avec des cristaux d'amphibole développés dans le plan axial.

3) Les plis de phase 4 (chevrons)

Les plis en chevrons des épibolites présentent de nombreux traits communs avec ceux des gneiss oeillés de Porto, mais aussi certains caractères originaux.

a)- Leur étude micrographique permet de faire les observations suivantes.

(+) - Les charnières ont des formes très variables. Certaines, très aigües, en "toit de maison", sont formées par deux lits de micas, convergents, appuyés l'un sur l'autre. D'autres, au contraire, montrent des formes très arrondies, subcirculaires.

Il est fréquent d'observer, le long d'un même plan axial, toutes les transitions entre charnière aigüe et charnière arrondie. On rencontre également des charnières qui se dédoublent : il y a passage progressif d'une seule charnière simple à deux charnières.

Toutes ces variations de forme sont liées aux différences d'épaisseur relative des lits micacés et quartzo-feldspathiques.

(+) - Malgré l'intensité du plissement le réseau des cristaux de micas ne s'est pas déformé, sauf dans quelques rares cas.
Ainsi, par exemple, dans les charnières aigües s'observent parfois des cristaux à extinction fortement roulante, en forme d'éventail, à bord déchiqueté et comme "déchiré". Ces cristaux, de par leur position dans le plan axial des plis et leur état de déformation, correspondent certainement à un ancien cristal ployé et cassé par le plissement en chevrons.

Le plus souvent, les lits micacés dessinent la forme générale des plis et les cristaux de biotite ne montrent aucune trace de déformation. Toute-

fois, dans la zone de charnière, ces biotites sont groupées en amas lenticulaires ou fusiformes. Les cristaux, d'une taille inférieure à la moyenne, très souvent imbriqués, présentent alors des formes géométriques parfaites (triangle, trapèze, losange) mais non pas des formes cristallographiques.

Une telle disposition résulte de la polygonisation de cristaux plus anciens. Ceux-ci, après avoir été courbés et fragmentés en plusieurs segments ou sous-grains, ont recristallisé en amas polycristallins qui ne montrent plus trace de déformation du réseau. Cette disposition des biotites, dont les cristaux dessinent des plis, mais ne montrent pas trace de déformation, est caractéristique des arcs polygonaux (B. SANDER, 1930 ; A. DEMAY, 1942). Elle témoigne d'une recristallisation syntectonique et prouve que les chevrons se sont développés en climat métamorphique.

(+) - Les plis en chevrons déforment une schistosité S_3 bien individualisée. Celle-ci est, en règle générale, matérialisée par l'orientation de la biotite et des lits de leucosome. Mais dans certains faciès alumineux, cette schistosité contient également des lits de sillimanite (fibrolite). Dans ce cas, on constate que les aiguilles de sillimanite sont ployées, déformées par les plis en chevrons tandis que la biotite dessine des arcs polygonaux.

b)- Etude de la texture ("gefüge", "fabric")

La texture des migmatites hétérogènes affectées par les plis en chevrons de la phase 4 est très voisine de celle qui est observée dans les gneiss oeillés.

Elle se caractérise par une répartition régulière, selon une surface sensiblement conique, des axes optiques des quartz autour de la direction b des plis (fig. 38 et 39). Elle diffère nettement de celle des blastomylonites.

Cette étude de texture conduit à des conclusions analogues à celles auxquelles on aboutit pour les gneiss oeillés (cf. chapitre 2) et qui peuvent se résumer de la manière suivante.

- La texture des migmatites est due, pour l'essentiel, aux effets du plissement en chevrons de la phase 4.
- Le quartz a subi une recristallisation syntectonique lors de cette phase 4.

c)- En conclusion, le plissement de la phase 4 se singularise par les caractères suivants.

(+) - Les chevrons déforment une ancienne schistosité S_3 et correspondent à des plis post-schisteux. Ils ne sont pas accompagnés de l'apparition d'une nouvelle schistosité S_4 matérialisée par des néocristallisations orientées.

(+) - La déformation de la schistosité S_3 et des minéraux correspondant a été accompagnée d'une recristallisation syntectonique (biotite et quartz notamment). Les plis en chevrons constituent des arcs polygonaux.

(+) - L'existence d'arcs polygonaux implique celle d'un climat métamorphique mésozonal ou au moins épizonal profond. En effet, les divers minéraux, et en particulier la biotite, ne montrent pas trace de rétromorphose. De ce fait, il paraît logique, à première vue, de considérer le plissement en chevrons comme un épisode tectonique tardif par rapport à la phase 3, mais se manifestant immédiatement après le développement de S_3, dans les mêmes conditions de température et de pression, dans le même évènement métamorphique. En réalité, nous verrons, lors de l'étude géochronologique, que les phases 4 et 3 sont nettement séparées dans le temps.

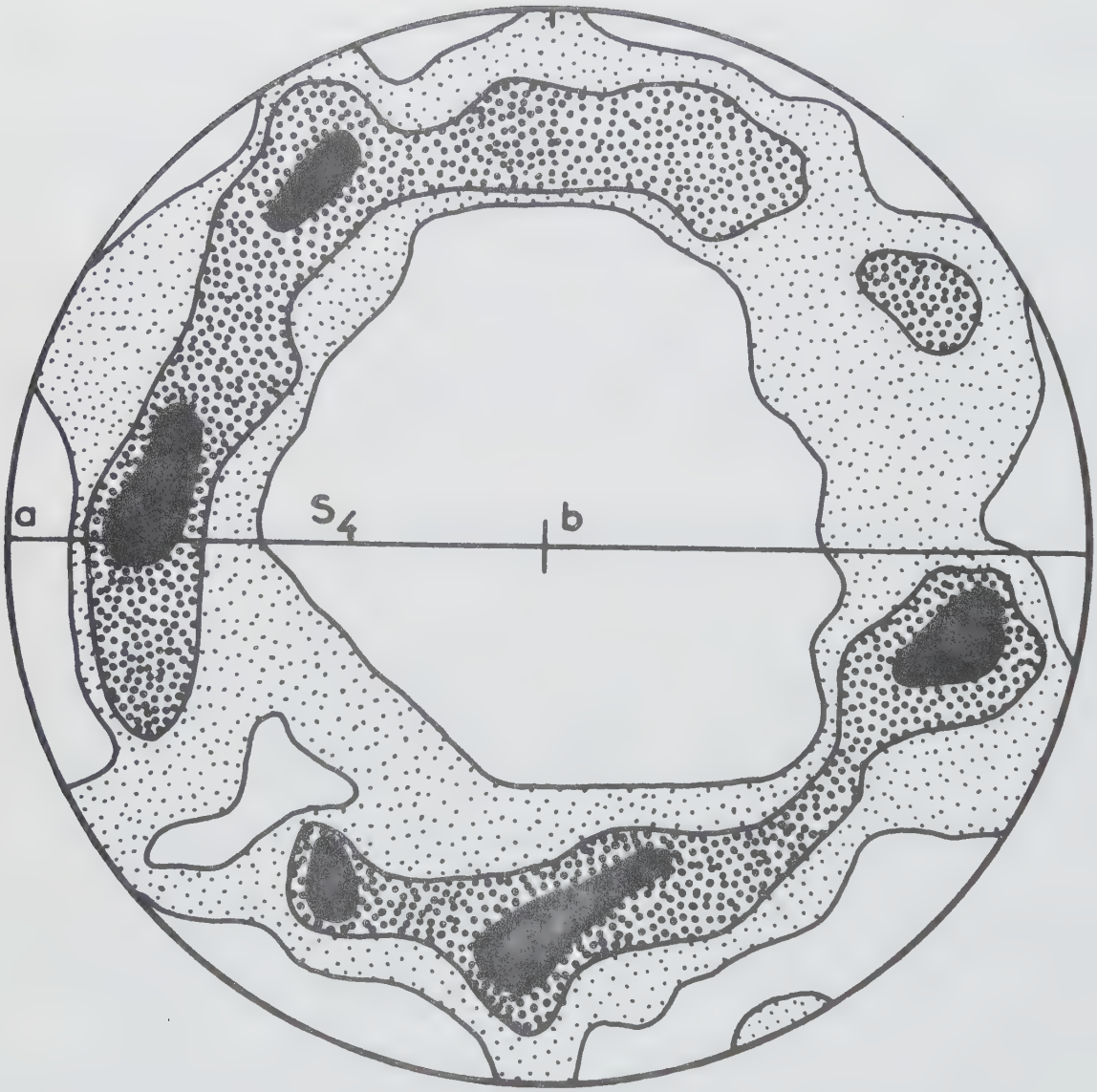


Figure 38. Epibolite de la série de Viana del Bollo. Diagramme d'orientation des axes C de 200 cristaux de quartz dans une section perpendiculaire à l'axe des plis en chevrons. Contours : 3 % 2 %, 1 %.

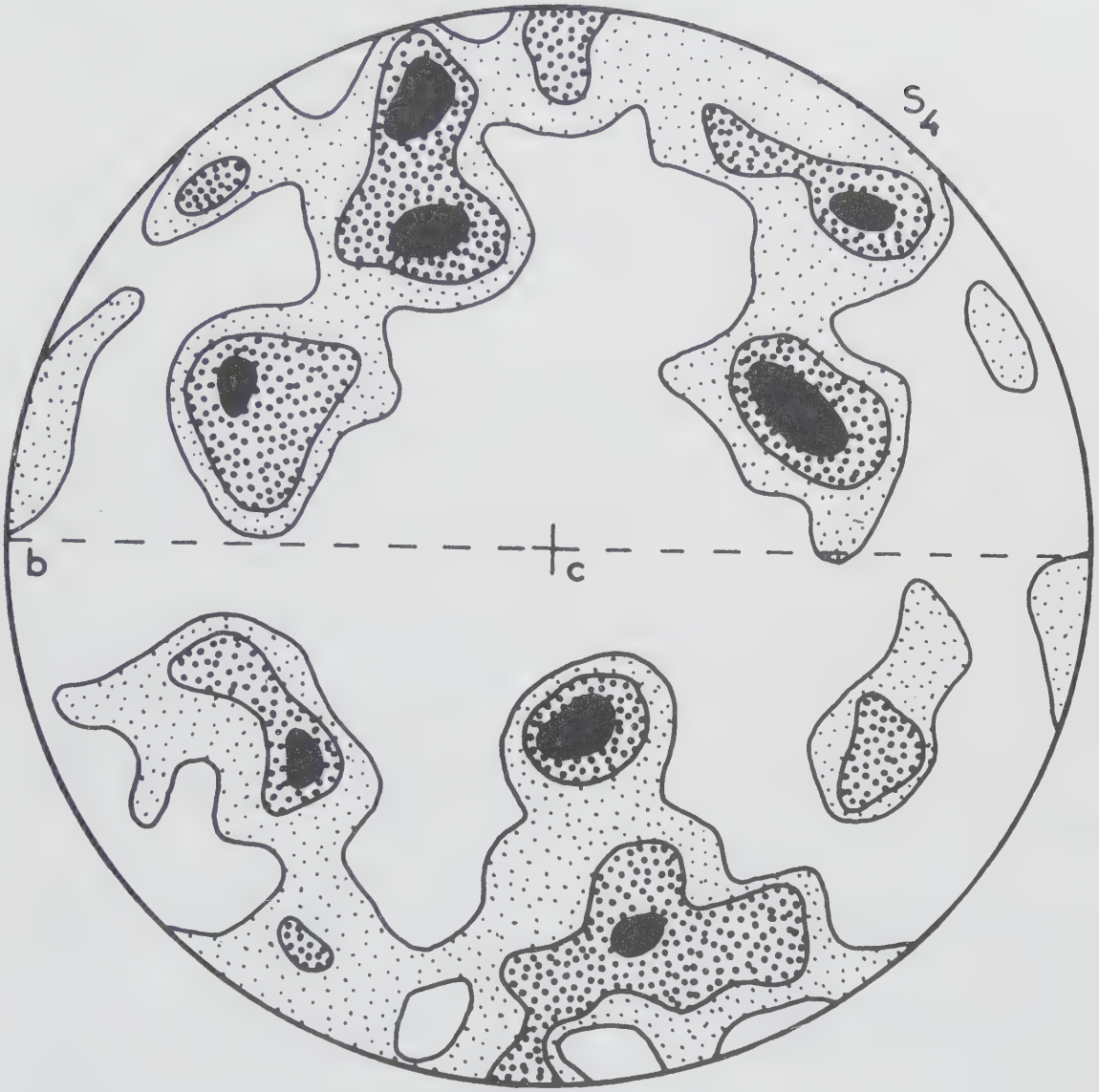


Figure 39. Epibolite de la série de Viana del Bollo. Diagramme d'orientation des axes C de 200 cristaux de quartz dans une section parallèle au plan axial des plis en chevrons. Contours : 3 % 2 %, 1 %.

III. RELATIONS DE LA SERIE DE VIANA DEL BOLLO AVEC LES FORMATIONS VOISINES

Comme nous l'avons dit au début de ce chapitre, la série de Viana del Bollo se trouve en contact, d'une part, avec des terrains paléozoïques, par l'intermédiaire d'un accident majeur, et, d'autre part, avec les gneiss oeillés de Porto et les migmatites hercyniennes. Les contacts avec ces deux formations peuvent être suivis sur d'assez longues distances et méritent d'être étudiés en détail.

A. Les relations avec les gneiss oeillés de Porto

L'étude de la zone de contact entre les deux formations permet de constater deux faits essentiels:

- Les gneiss oeillés ont des caractères migmatiques prononcés, identiques à ceux de la série de Viana del Bollo.
- Le passage entre les gneiss oeillés et les épibolites est brutal.

a)- A proximité de la série de Viana del Bollo, les gneiss oeillés présentent des caractères franchement migmatiques qui évoquent les épibolites. Ils renferment alors des filonnets, concordants avec la schistosité générale, d'un matériel granitique homogène.

Ces filonnets, par leur nature quartzo-feldspathique, leur gisement, leur allure générale plus ou moins lenticulaire, leurs dimensions, rappellent tout à fait les leucosomes des épibolites (pl. XX, fig. 74, 75). Lorsqu'ils sont de petite taille et plus ou moins lenticulaires, ils accentuent le caractère oeillé ou amygdalaire des gneiss (pl. XX, fig. 74). Ils sont toujours déformés, en même temps que la schistosité, par les plis en chevrons de la phase 4. Divers aspects des gneiss oeillés plus ou moins migmatisés peuvent s'observer au Sud de Pala Cerrada (1) ainsi que sur la route de Porto.

Leur composition minéralogique, différente de celle du leucosome des épibolites, s'établit ainsi :

- quartz
- microcline fortement perthitique
- plagioclase An 15-17
- myrméckite abondante

L'importance de ces filonnets leucosomiques diminue régulièrement au fur et à mesure que l'on s'éloigne du contact avec les épibolites. La largeur de la zone migmatisée dans les gneiss oeillés est variable de 1 à 3 km environ.

b)- Malgré les effets de la migmatisation, les gneiss oeillés restent toujours facilement identifiables, notamment par la persistance des yeux de feldspath potassique. Ceci permet de constater que le contact entre les gneiss oeillés de Porto et la série de Viana del Bollo est toujours net. Ce contact évoque celui d'un massif granitique, circonscrit, à bords nets.

---

(1) Carte topographique au 1/50 000, n° 228, "Viana del Bollo", x = 3° 18' 50" y = 42° 10' 00"

B. Relations avec les migmatites hercyniennes

Sur ses bordures sud et est, la série de Viana del Bollo passe à des migmatites homogènes, de type hercynien. L'étude de la zone de transition entre ces deux formations conduit à différentes constatations.

1) Le passage entre les épibolites et les migmatites homogènes est très progressif ainsi qu'on l'observe à l'Est de Barjacobas.

Sur le terrain, on constate que les épibolites perdent peu à peu leur caractère rubané et prennent un aspect de plus en plus granitoïde. Les limites entre leucosome et mélanosome deviennent moins nettes. La teinte générale de la roche s'éclaircit tandis que l'importance des lits mélanocrates diminue.

Les épibolites perdent leur caractère hétérogène et passent insensiblement à un faciès plus franchement granitique. Finalement, il ne persiste plus que des lits micacés, plus ou moins continus, irréguliers, qui donnent aux migmatites un faciès général d'anatexites, de migmatites, plus ou moins homogènes et comparables à celles de Celanova.

2) La comparaison des directions de la schistosité dans les épibolites et des lits micacés résiduels dans les anatexites révèle une bonne concordance structurale entre les deux formations. Sur la bordure est de la série de Viana del Bollo, en particulier, les structures planaires des anatexites se raccordent très bien à celle des épibolites.

La migmatisation homogène a donc épargné et conservé la structure générale du matériel ancien dans lequel elle s'est manifestée.

3) Les migmatites homogènes, contrairement aux épibolites, ne montrent aucune marque de déformation. Les seules figures tectoniques que l'on y observe sont des plis en chevrons plus ou moins estompés, hérités des épibolites.

Elles apparaissent donc nettement postérieures aux différentes phases de plissement et notamment à la phase 4 dont elle efface les chevrons. Rappelons que les épibolites sont contemporaines de la phase 3.

4) Un important phénomène de muscovitisation s'observe dans la série de Viana del Bollo, au front des migmatites homogènes. Il s'est manifesté sur une largeur variable, de quelques mètres à quelques dizaines de mètres.

Les épibolites changent nettement d'aspect et prennent une couleur très claire et un faciès micaschisteux. Leur composition minéralogique, profondément modifiée, s'établit ainsi.

- quartz
- muscovite
- biotite chloritisée
- sillimanite - andalousite
- chloritoïde

Le chloritoïde et la muscovite forment de grands cristaux poeciliti-ques discordants sur un fond quartzo-micacé.

En règle générale, les feldspaths sont absents. Des amas sériciteux, souvent très abondants, représentent probablement d'anciens cristaux complètement séricitisés.

Des minéraux reliques tels que le grenat et la staurotide se rencontrent assez souvent.

IV. LES DIFFERENTS METAMORPHISMES SUPERPOSES

Les études pétrographiques et structurales permettent d'établir une chronologie des différents évènements métamorphiques et tectoniques.

Au cours d'un premier cycle orogénique, un métamorphisme régional a provoqué le développement d'une série d'ectinites. Ce métamorphisme ancien antéblastomylonitique M_1 a été, en grande partie, oblitéré par les évènements du cycle orogénique suivant.

Au cours d'un second cycle orogénique se sont succédés les évènements suivants :

- métamorphisme blastomylonitique M_2, associé à la 2ème phase tectonique (déformation rupturelle et déformation souple);
- métamorphisme M_3 associé à la phase 3 et responsable de la migmatisation hétérogène (épibolites);
- métamorphisme M_4 associé au plissement en chevrons de la phase 4.

Nous allons maintenant essayer de déterminer les conditions physiques responsables de ces différents métamorphismes.

A. Le métamorphisme antéblastomylonitique M_1

1) L'importance réduite des panneaux de blastomylonites dans la série de Viana del Bollo et la monotonie des faciès ne permettent pas une détermination fine des conditions du métamorphisme antéblastomylonitique. Toutefois, l'étude des résidus fournit quelques indications intéressantes.

Les conditions physiques et les caractères de ce métamorphisme peuvent être plus ou moins bien reconstitués à l'aide des minéraux résiduels ou porphyroclastes des blastomylonites. Les résidus ayant été épargnés par la cataclase et la recristallisation du métamorphisme blastomylonitique, représentent une partie de la roche ancienne. Les paragénèses, qu'ils constituent, sont issues du métamorphisme ancien M_1 et ont la même signification que celles rencontrées dans une roche monométamorphique banale.

2) Les paragénèses minérales constituées par les porphyroclastes s'établissent ainsi :

- quartz-plagioclase-grenat-(biotite)
- quartz-plagioclase-grenat-disthène-biotite
- quartz-microcline-plagioclase-grenat

Elles correspondent à un métamorphisme assez intense, mésozonal au moins, et de type intermédiaire de haute pression si on en juge par la présence

de disthène. Toutefois, le caractère antiperthitique de certains plagioclases tendrait à prouver que ce métamorphisme a atteint, au moins localement, un degré catazonal (F. J. TURNER, J. VERHOOGEN, 1960).

3) Les blastomylonites de la série de Viana del Bollo présentent des analogies certaines avec des formations précambriennes situées à une vingtaine de kilomètres plus au Sud, au Portugal (P. M. ANTHONIOZ, 1969). Dans cette région une blastomylonitisation a affecté d'importantes formations métamorphiques acides et basiques à faciès granulité.

Dans les formations acides, les paragénèses résiduelles sont très voisines de celles rencontrées ici. De plus, on y rencontre également des gneiss leucocrates à résidus de muscovite, grenat et tourmaline, issus d'anciennes pegmatites.

B. Le métamorphisme blastomylonitique M_2

Les conditions physiques de la recristallisation ayant subi la déformation rupturelle se déduisent des paragénèses minérales visibles dans la mésostase des blastomylonites.

Ces paragénèses s'établissent ainsi.

- gneiss oeillés fins :
  - . quartz-plagioclase-biotite-muscovite
- gneiss leucocrates :
  - . quartz-microcline-plagioclase-muscovite

Ces paragénèses montrent que la recristallisation s'est développée dans des conditions mésozonales.

Les niveaux réfractaires, tels que les boudins de gneiss à pyroxène et grenat issus de la phase 2, ne fournissent pas de paragénèses attribuables avec certitude au métamorphisme blastomylonitique M_2. La migmatisation M_3 y a provoqué une importante recristallisation, probablement accompagnée de phénomènes de métasomatose, et il est difficile de distinguer minéraux anciens et jeunes.

Seuls les minéraux bien cristallisés dans le plan axial des plis de 2ème phase se rattachent à coup sûr au métamorphisme M_2. Dans les gneiss à amphibole, ils constituent la paragénèse suivante :

- quartz-plagioclase-hornblende verte-biotite

Elle indique un degré métamorphique mésozonal.

C. Le métamorphisme M_3 et la migmatisation hétérogène

Les conditions de pression et de température ayant présidé au développement des épibolites peuvent être déterminées avec précision. En effet, la série a une lithologie très différenciée (gneiss acides et calcomagnésiens, amphibolites, calcaires) et il est donc possible d'observer des réactions métamorphiques variées et correspondant à des conditions physiques voisines les unes des autres. On dispose donc d'une série d'isogrades très rapprochés qui, par recoupement, permettent de délimiter avec une bonne approximation le champ pression-température de la migmatisation.

1) Les paragénèses minérales dans la série des migmatites

a)- Formations acides (épibolites et gneiss embréchitiques)
- quartz-plagioclase-biotite
- quartz-plagioclase-biotite-grenat
- quartz-plagioclase-biotite-sillimanite
- quartz-plagioclase-biotite-(muscovite secondaire)
- quartz-plagioclase-biotite-sillimanite-(muscovite secondaire)
- quartz-plagioclase-biotite-sillimanite-grenat- staurotide-(muscovite secondaire)
- quartz-biotite-staurotide-grenat
- quartz-feldspath potassique-plagioclase-biotite-(muscovite secondaire)

b)- Gneiss calco-magnésiens et amphibolites
- quartz-plagioclase-hornblende verte
- quartz-plagioclase-hornblende verte-biotite
- quartz-plagioclase-hornblende verte-grenat
- quartz-plagioclase-diopside
- quartz-plagioclase-diopside-grenat

c)- Calcaires impurs
- quartz-calcite-clinozoïzite
- quartz-calcite-diopside-clinozoïzite
- quartz-calcite-diopside-idocrase
- quartz-calcite-diopside-trémolite
- quartz-calcite-diopside-trémolite-phlogopite
- quartz-calcite-trémolite

- calcite-trémolite
- calcite-trémolite-phlogopite
- calcite-trémolite-diopside
- calcite-trémolite-forstérite
- diopsite-trémolite

2) Les différents isogrades

a)- La migmatisation

Deux faits permettent de préciser les conditions physiques de la migmatisation.

(+) - Absence de muscovite primaire

Dans l'ensemble des migmatites de la série de Viana del Bollo, tant dans les leucosomes que dans les mélanosomes, la muscovite présente est toujours d'origine secondaire. Elle montre, en effet, un développement tardif, généralement contemporain ou postérieur au plissement en chevrons. L'absence de muscovite primaire revêt des significations différentes selon les cas.

Dans les épibolites, elle reflète une composition chimique peu favorable du paléosome. Celui-ci (blastomylonite à faciès de gneiss oeillés fins) ne renferme ni muscovite, bien que les conditions de stabilité de ce minéral aient été certainement remplies durant la blastomylonitisation, ni feldspath potassique.

Dans les gneiss embréchitiques, qui dérivent des gneiss leucocrates riches en résidus de muscovite et de feldspath potassique, elle indique que les migmatites se sont développées en domaine catazonal. La muscovite a disparu

selon les réactions suivantes :

- muscovite + quartz ⟶ feldspath K + sillimanite + H_2O
(B. EVANS, 1965)

- muscovite + quartz + plagioclase Na ⟶ feldspath sodi-potassique + plagioclase Ca + sillimanite + H_2O
(H. G. F. WINKLER, 1967)

L'absence de muscovite et la structure franchement migmatique dans les gneiss embréchitiques indiquent que les conditions de l'anatexie ont été atteintes. Etant donné la composition minéralogique de ces gneiss (quartz, feldspath potassique, plagioclase acide), on peut admettre que ces conditions correspondent sensiblement aux conditions P et T de fusion du système quartz-orthose-albite (O. F. TUTTLE et N. L. BOWEN, 1958 ; W. C. LUTH et coll. 1964).

(+) - Abondance de la biotite et nature des leucosomes

Les épibolites se sont développées aux dépens d'un paléosome composé de quartz, de plagioclase et de biotite abondante. Dans ces roches, le leucosome se singularise par une composition minéralogique quartzo-dioritique et par l'absence systématique de feldspath potassique. Même les faciès pegmatoides, dont l'apparition est, en principe, précoce et qui, dans l'hypothèse d'une fusion, ont la composition du minimum cotectique, en sont dépourvus et montrent, en fait, une teneur en plagioclase élevée correspondant à la composition cotectique.

Ceci tendrait à prouver que la biotite, seule source possible de potassium, n'a pas participé de façon importante à l'élaboration du matériel leucosomique. Or, les travaux expérimentaux de H. VON PLATTEN et H. HOLLER (1966) et de W. KNABE (1966) ont bien établi les faits suivants:

- L'anatexie de gneiss composés de quartz, plagioclase, biotite et muscovite ou de quartz, plagioclase et biotite, provoque toujours l'apparition d'un bain de composition granodioritique, voisine du minimum cotectique du système quartz-orthose-albite.
- Au cours de l'anatexie des gneiss à biotite seule, cette dernière disparaît selon l'une des réactions suivantes.

- biotite riche en Al + quartz ⟶ feldspath potassique + gédrite + H_2O
(W. KNABE, 1966)

- biotite + plagioclase + quartz ⟶ feldspath potassique + albite + hornblende
(W. KNABE, 1966)

- 2 biotite + 6 sillimanite + 9 quartz ⟶ 2 feldspath K + 3 cordiérite + 2 H_2O
(H. VON PLATTEN et H. HOFFER, 1966)

- 2 biotite + 8 sillimanite + 13 quartz ⟶ 2 feldspath K + 3 cordiérite + 2 almandin + 2 H_2O (id.)

- biotite + sillimanite + 2 quartz ⟶ feldspath K + almandin + H_2O (id.)

L'absence systématique de feldspath potassique jointe à la persistance de la biotite en présence de quartz, de plagioclase ou de sillimanite, tendrait à prouver que les épibolites résultent d'un processus d'anatexie différentielle à peine amorcé.

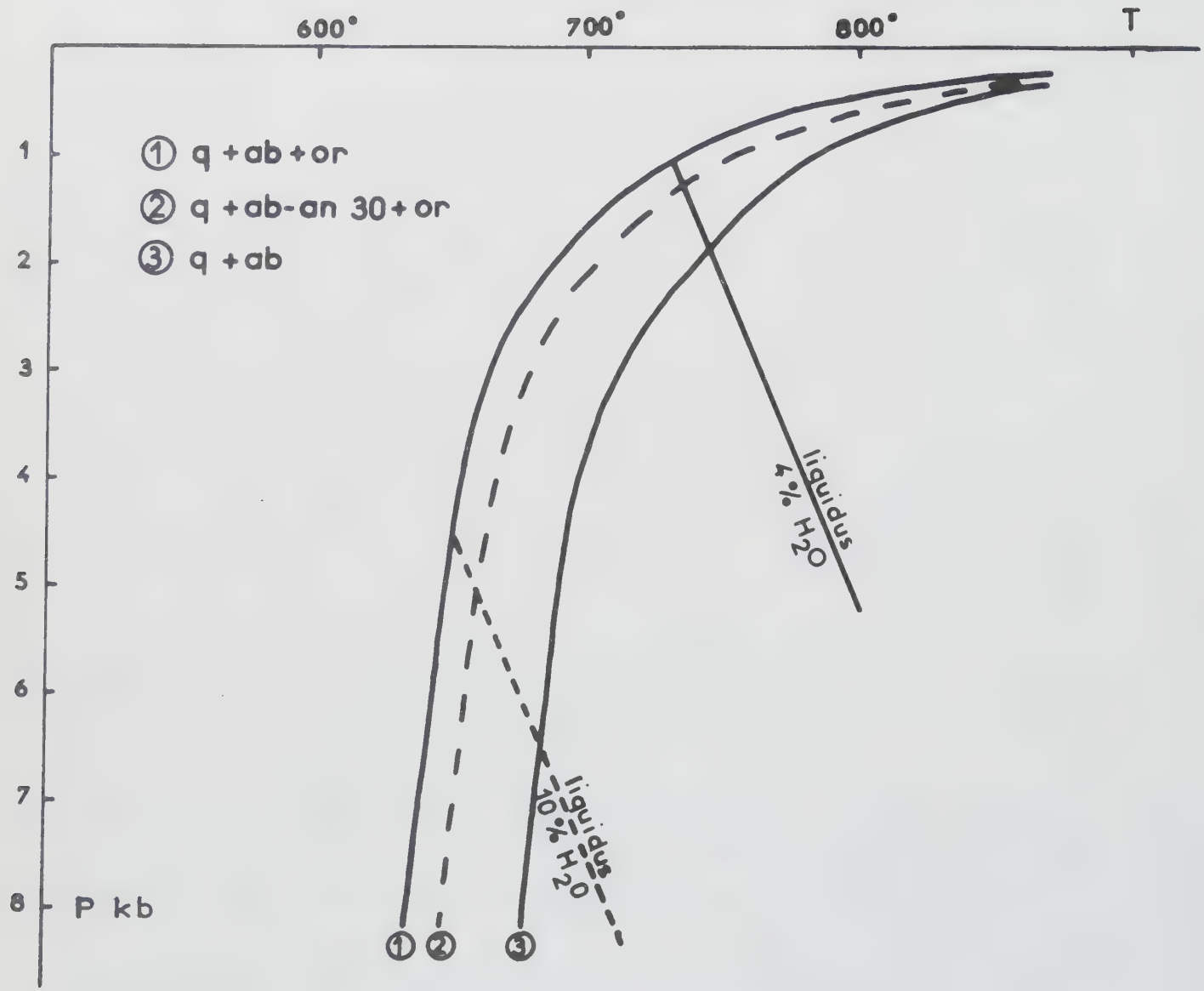


Figure 40. Conditions de P et T de fusion des systèmes q + ab + or, q + ab-an 30 + or et q + ab (d'après O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN, 1958 et W.C LUTH et coll. 1964)

Ce caractère inachevé, larvé, de l'anatexie apparaît également dans la composition de certains mélanosomes qui renferment quartz et plagioclase. Si ces mélanosomes correspondaient à des restites, à des parties réfractaires, ils ne contiendraient que l'un ou l'autre de ces minéraux (K. R. MEHNERT, 1962). Par conséquent, les conditions d'anatexie d'un matériel essentiellement quartzo-plagioclasique (blastomylonite) ont donc tout juste été atteintes. On peut estimer que ces conditions correspondent sensiblement à celles du système quartz-albite, déterminées par O. F. TUTTLE et N. L. BOWEN (1958), W. C. LUTH et coll (1964) (fig. 40).

(+) - Les conditions physiques de la migmatisation de la série de Viana del Bollo se situent à l'intérieur d'un domaine délimité par :
- la courbe de fusion du système quartz-orthose-albite ;
- la courbe de fusion du système quartz-albite (fig. 40).

b)- Isograde de la staurotide

Deux générations de staurotide se distinguent dans la série de Viana del Bollo.

L'une tardive, localisée au voisinage des zones de migmatisation homogène, est constituée par des cristaux automorphes, discordants sur les structures tectoniques de 4ème phase. Elle est attribuable au dernier métamorphisme. Elle se trouve toujours associée à un développement important de muscovite et d'andalousite.

L'autre se présente sous forme de cristaux xénomorphes, très frais, stables en présence de quartz. Elle participe à la paragénèse suivante :
- quartz-biotite-staurotide-grenat

qui s'observe souvent dans les faciès. Elle est contemporaine de la migmatisation hétérogène.

La stabilité de cette staurotide en présence de quartz montre que n'ont pas été atteintes les conditions physiques nécessaires aux réactions suivantes :

- quartz + staurotide ⟶ sillimanite + almandin + H_2O (S. W. RICHARDSON, 1968)

- quartz + staurotide ⟶ cordiérite + sillimanite + H_2O (id.)

La courbe d'équilibre de la 1ère réaction se situe à l'intérieur du domaine de fusion du système quartz-orthose-albite, mais en dehors de celui du système quartz-albite (fig. 41).

Toutefois, H. G. F. WINKLER (1970), remarquant que les résultats expérimentaux de S. W. RICHARDSON concernent une staurotide purement ferrifère, pense que, pour la staurotide banale, ferro-magnésienne, les courbes d'équilibre de ces deux réactions se rapprochent de celles des réactions :

- staurotide + muscovite + quartz ⟶ sillimanite + biotite + H_2O (G. HOSCKECK, 1969)

- staurotide + muscovite + quartz ⟶ sillimanite + almandin + biotite + H_2O (id.)

Il en conclut que la persistance de la staurotide en climat anatectique implique une pression supèrieure à 5-6 kb.

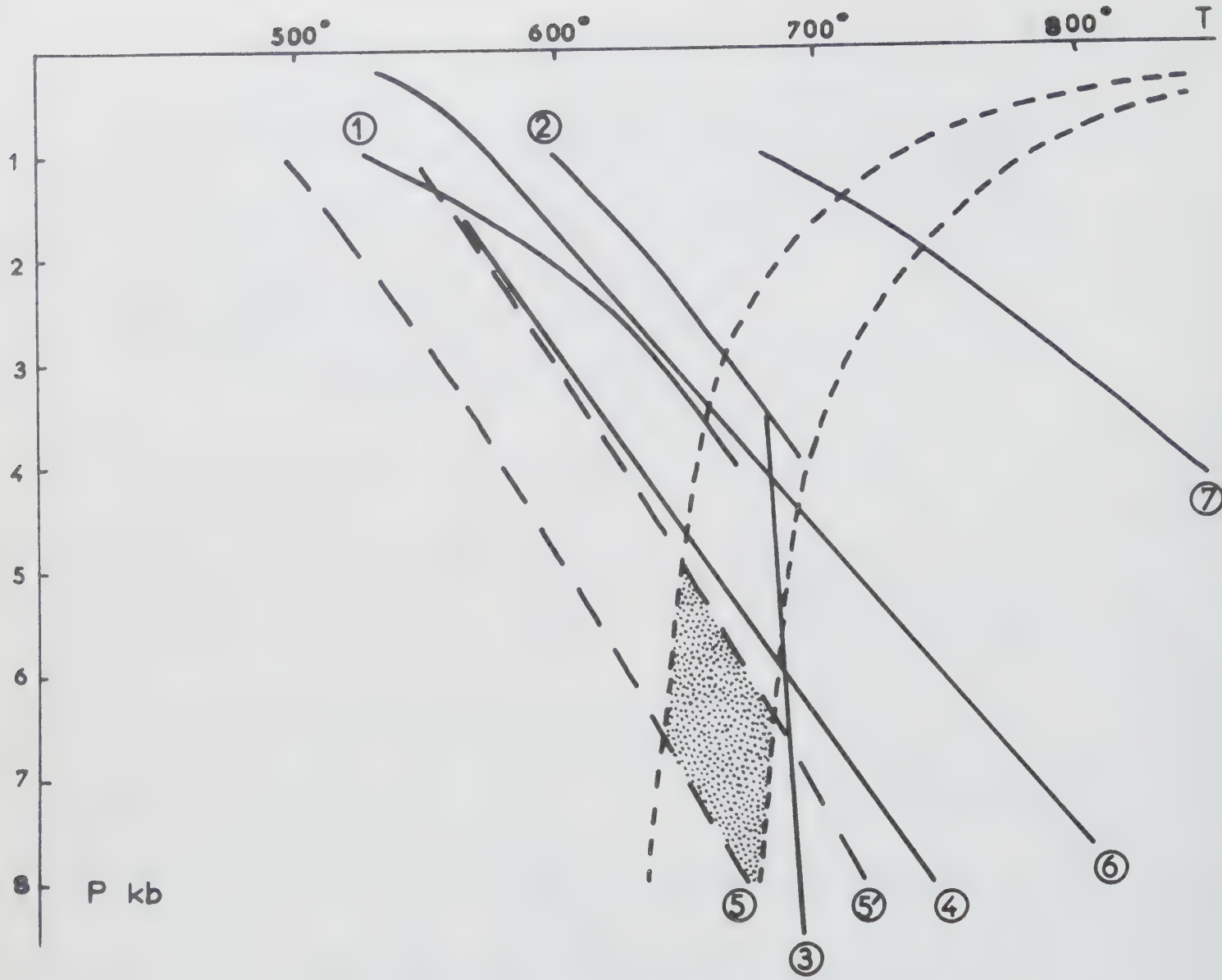


Figure 41. Conditions de P et T de la migmatisation de la série de Viana del Bollo (en grisé).

Courbes d'équilibre :

(1) quartz + muscovite ⟶ feldspath K + Al_2SiO_5 + H_2O
(B. EVANS, 1965)

(2) quartz + muscovite ⟶ feldspath K + Al_2SiO_5 + H_2O
(H. G. F. WINKLER, 1967)

(3) quartz + staurotide ⟶ sillimanite + almandin + H_2O
(S.W. RICHARDSON, 1968)

(4) staurotide + muscovite + quartz ⟶ sillimanite + biotite + H_2O
(G. HOSCHEK, 1969)

(5) et(5') 1 trémolite + 3 calcite + 2 quartz ⟶ 5 diopside + 3 CO_2 + H_2O
(P. METZ, 1970)
5 ⟶ X CO_2 = 0,1
5' ⟶ X CO_2 = 1

(6) 4 clinozoizite + quartz ⟶ 5 anorthite + 1 grossulaire + 2 H_2O
(M.J. HOLDAWAY, 1966)

(7) calcite + quartz ⟶ wollastonite + CO_2
(R.I. HARKER et O.F. TUTTLE, 1956)

c)- Isogrades de la trémolite

(+) - Dans les niveaux réfractaires calcaires, il est fréquent de rencontrer de la trémolite associée à d'autres minéraux tels que diopside et quartz.

Les différentes paragénèses observées, correspondent à la réaction :

- 1 trémolite + 3 calcite + 2 quartz ⟶ 5 diopside + 3 CO_2 + 1 H_2O
(P. METZ, 1970)

Les conditions d'équilibre de cette réaction sont bien connues grâce aux travaux expérimentaux de P. METZ (1970). L'équilibre est d'autant plus rapidement atteint que la pression partielle du gaz carbonique (X CO_2) dans la phase fluide est faible (fig. 41)

Si on admet que la valeur de X CO_2 a été voisine de l'unité, la présence, fréquemment observée, de trémolite à côté de quartz et de calcite, implique que la pression des fluides a été supèrieure à 5 Kb au moins. Toutefois, sur le terrain, ces paragénèses à trémolite-calcite-quartz s'observent très fréquemment dans des niveaux très minces, isolés dans les épibolites, et au sein desquels X CO_2 a certainement été inférieur à 1. Ceci suppose donc que la pression totale des fluides a été, en fait, nettement supérieure à 5 kb. Pour X CO_2 = 0,1 la pression des fluides nécessaire à la stabilité de la trémolite, dans les conditions de fusion du système Q - Or - Ab, est de 6,5 kb (Fig. 41

(+) - Une autre paragénèse fréquente est celle de la trémolite et de la calcite.

Dans quelques rares cas, on trouve, à côté de ces minéraux, soit du diopside, soit de la forstérite, qui suggèrent les réactions suivantes :

- 1 trémolite + 3 calcite ⟶ 1 dolomite + 4 diopside + CO_2 + H_2O
(P. METZ, 1970)

- 3 trémolite + 5 calcite ⟶ 11 diopside + 2 forstérite + 5 CO_2 + 3 H_2O
(id.)

Selon les observations microscopiques, l'équilibre de ces réactions ne s'est jamais déplacé, de façon importante vers la droite. Les étude expérimentales ont montré que les conditions d'équilibre de ces deux réactions sont très voisines de celle de la réaction précédente (fig. 41).

La fréquence de la paragénèse calcite-trémolite indique, elle aussi que la pression des fluides a été nettement supérieure à 5-6 kb.

d)- D'autres observations, basées sur des réactions diverses, montrent que la pression ayant permis la migmatisation hétérogène a été assez élevée.

(+) - Ainsi, dans les niveaux calcaires, le plagioclase est rare et le grossulaire toujours absent alors que le quartz et la clinozoizite coexistent très fréquemment. Or, ces deux minéraux entrent dans la réaction suivante :

- 4 clinozoizite + quartz ⟶ 3 anorthite + 1 grossulaire + 2 H_2O
(M. J. HOLDAWAY, 1966)

Si on se reporte à la courbe d'équilibre de cette réaction (fig. 41) établie expérimentalement, on voit que la coexistence de quartz et de clinozoizite implique une pression des fluides supérieure à 4 kb.

(+) - Selon H. G. F. WINKLER (1970), la coexistence d'un plagio-

clase riche en anorthite (An supérieur à 50) et de hornblende en milieu migmatique est significative d'une pression des fluides supérieures à 5-6 kb. C'est une paragénèse fréquente des gneiss à amphibole et des amphibolites.

3) Conclusions

a)- Toutes les estimations, basées sur des réactions très différentes, s'accordent pour indiquer que la migmatisation de la série de Viana del Bollo s'est développée dans les conditions physiques suivantes :

- température comprise entre 660 et 700°
- pression supérieure à 5 kb, probablement de 6 à 7 kb.

b)- Cette pression élevée expliquerait, en partie, le caractère hétérogène, observé tant dans les épibolites que dans les gneiss oeillés, de la migmatisation. A 6 ou 7 kb, la quantité d'eau ou de fluide nécessaire pour saturer un matériel granitique et permettre sa fusion rapide et complète pour une faible élévation de température (courbes de solidus et liquidus très rapprochées) doit être très importante, supèrieure à 10 % en poids.

Il est fort probable que blastomylonites et orthogneiss ne renfermaient pas une telle quantité d'eau et n'étaient pas saturés. Compte tenu des températures relativement basses, inférieures à 700°, l'anatexie est restée incomplète, partielle.

D. Le métamorphisme M_4

Il accompagne le plissement en chevrons de la phase 4 et permet la recristallisation, en arcs polygonaux, de la biotite associée à la schistosité S_3. Il se traduit, en outre, par :

- des phénoblastèses variées (muscovite, staurotide, andalousite) postérieures au plissement en chevrons ;
- une migmatisation homogène se développant aux dépens des épibolites ;
- un phénomène de muscovitisation tardive localisé au front de la migmatisation ;
- des rétromorphoses diverses, généralement légères, en séricite et chlorite.

1) Les paragénèses minérales du métamorphisme M_4 dans les série des épibolites

a)- La plupart des minéraux anciens, issus du métamorphisme M_3 sont demeurés stables. Ils ont simplement plus ou moins recristallisé lors du plissement en chevrons : biotite en arcs polygonaux, axe c du quartz réorienté autour de la direction b du plissement. Toutefois, diverses néocristallisations sont apparues dans la série des épibolites.

- La muscovite s'est développée d'une manière générale dans les épibolites, tant dans le leucosome que dans le mélanosome. Elle se présente, soit en larges cristaux discordants sur les plis en chevrons, soit en cristaux plus minces, accolés aux lamelles de biotite.

- La staurotide, en petits cristaux automorphes, et l'andalousite, en grandes plages subautomorphes, se rencontrent dans les mélanosomes riches en

sillimanite. Toutes deux ont cristallisé postérieurement au plissement en chevrons et montrent des structures hélicitiques typiques.

Ces minéraux, relativement rares, s'observent principalement au voisinage du front des migmatites homogènes.

b)- Les principales paragénèses minérales du métamorphisme M_4 dans les épibolites s'établissent ainsi :

- quartz-plagioclase-muscovite-biotite
- quartz-muscovite-biotite- andalousite
- quartz-muscovite-biotite-andalousite-staurotide

La présence d'andalousite et de muscovite témoigne de l'instauration, dans les épibolites, de conditions nettement mésozonales. Mais ces paragénèses sont trop peu abondantes pour que l'on puisse tracer une carte des isogrades du métamorphisme M_4. Selon les observations de terrains, ceux-ci semblent centrés autour des zones de migmatisation homogène.

2) Les migmatites

Elles présentent des caractères hercyniens très marqués : faciès plus ou moins homogène (anatexite ou nébulite), développement postérieur à tous les plissements et notamment à la phase 4.

En outre, dans les épibolites, au front des migmatites homogènes, s'observe un phénomène de muscovitisation ou de défeldspathisation (J. LAMEYRE et M. ROQUES, 1964 ; J. BELLIERE, 1967).

3) Le métamorphisme M_4 montre les principaux caractères du métamorphisme hercynien tels qu'ils ont été observés dans la série paléozoique.

- Métamorphisme à andalousite et staurotide associé à un plissement de faible intensité.
- Migmatisation homogène, développée dans des conditions de pression faiblement anisotrope.

CHAPITRE II

LES GNEISS OEILLES PRECAMBRIENS

RESUME - Les gneiss oeillés du massif de Porto sont des orthogneiss issus d'un ancien granite porphyroide calco-alcalin. Ce granite présente localement des faciès monzodioritique à dioritique. Il renferme des enclaves microgrenues ou de nature basique, encore bien reconnaissables, ainsi que des filons basiques ou acides.

Ce granite a subi une évolution structurale et métamorphique comparable à celle de la série de Viana del Bollo. On y retrouve, notamment, les traces des phases de plissement 3 et 4 et les effets des métamorphismes M_3 (migmatisation hétérogène) et M_4 (migmatisation homogène).

D'autres gneiss, également d'origine ortho-, dérivent d'anciens microgranites porphyriques (gneiss du massif de la Sanabria) ou d'anciens granites alcalins (gneiss de la Sierra de Queija).

Les formations gneissiques oeillées sont abondantes et variées dans la région étudiée.

L'étude stratigraphique du Paléozoique a mis en évidence l'existence d'un complexe de porphyroides, d'origine sédimentaire, de nature arkosique et d'âge cambro-ordovicien : la série de l' "Ollo de Sapo". Celle-ci, très mal définie à sa base, repose, sans solution de continuité, sur des gneiss oeillés, très semblables aux porphyroides, mais à structure homogène et sans caractères sédimentaires, d'origine ortho-.

Ces gneiss oeillés, par leur position stratigraphique, correspondent logiquement au substratum, au socle cristallin formé d'anciens granites porphyroides et dont les produits d'arénisation ont constitué les arkoses de l' "Ollo de Sapo". Mais il n'est permis de les qualifier de socle ou d'orthogneiss que si leur origine ignée est prouvée.

De ce point de vue, les différents massifs de gneiss oeillés de la région étudiée, peuvent se ranger en deux catégories selon que leur origine ignée est établie avec certitude ou seulement probable. La première comprend essentiellement le grand massif de Porto et son prolongement oriental vers la Sanabria. La seconde regroupe divers petits massifs ou affleurements plus ou moins isolés, tels que ceux des bordures nord-est et sud-ouest de l'axe anticlinal de la Sierra de Queija ainsi que le panneau de Cobas-Pejeiros, de

quelques km^2 de superficie isolé dans les migmatites de Celanova.

Toutes ces zones de gneiss oeillés, à l'exception du panneau de Cobas-Pejeiros, se situent sur un grand axe anticlinal (zone de Galice moyenne) orienté sensiblement nord-ouest - sud-est et correspondant aux Sierras de Queija et Segundera.

Nous aborderons l'étude de ces gneiss oeillés successivement sous l'angle pétrographique, structural et métamorphique.

I. ETUDE PETROGRAPHIQUE

Malgré une certaine variété de faciès macroscopique en fonction du style des déformations, les gneiss oeillés se rattachent à trois grands types pétrographiques qui correspondent également à des unités géologiques différentes.

- Les gneiss oeillés à grands yeux de feldspath potassique, de forme trapue, répartis dans une mésostase largement cristallisée montrant une schistosité bien développée, soulignée par des micas abondants. C'est le type de gneiss le plus banal qui s'observe dans le massif de Porto et son prolongement nord-ouest. A ce type se rattachent les gneiss oeillés du panneau de Cobas-Pejeiros.

- Les gneiss oeillés à yeux de feldspath potassique de grande taille, de forme trapue, et de quartz bleu-violacé, noyés dans une mésostase à grain fin, à schistosité discrète, peu visible à l'oeil nu. Ce type se rencontre dans la terminaison orientale de la Sierra Segundera et surtout à l'Est de Puebla de Sanabria. Il constitue un massif important mais presque entièrement situé hors des limites de notre étude : le massif de la Sanabria.

- Les gneiss oeillés leucocrates à yeux de feldspath potassique très aplati selon (010). Ce type, assez exceptionnel, est cantonné sur la bordure sud-ouest de l'axe anticlinal Queija-Manzaneda.

A. Les gneiss oeillés du massif de Porto

Les gneiss oeillés du massif de Porto constituent une unité géologique très importante (plus de 150 km^2) qui s'étend principalement dans la Sierra Segundera, au Nord et à l'Est de Viana del Bollo, mais qui se prolonge également vers le Nord-Ouest (flanc nord-est de l'anticlinal de Queija-Manzaneda) Ils sont limités par des formations très variées : série de Viana del Bollo, migmatites et granites hercyniens, série paléozoique.

Ils constituent un ensemble lithologique très homogène de gneiss oeillés à deux micas avec parfois, très localement, des variations de composition notables. Ils renferment, en outre, divers filons ou enclaves de nature variée.

1) Les gneiss oeillés à deux micas

Ils présentent un faciès remarquablement constant dans tout le massif et se signalent par divers caractères originaux.

Ces gneiss sont des roches grossières, à gros grain, d'une couleur relativement foncée en raison de l'abondance de la biotite. Ils montrent une schistosité toujours bien développée, soulignée par des micas largement cristallisés et régulièrement orientés. Cette schistosité étant déformée par des plis en chevrons d'amplitude variable, leur structure est, selon les cas, planaire, plano-linéaire ou franchement linéaire (pl. XVIII fig. 64, 65).

Les yeux, toujours abondants et étroitement moulés par la schistosité, sont de nature variée. Les uns sont des cristaux de feldspath potassique, automorphes, globulaires, toujours maclés Carlsbad (le plus souvent par pénétration). Ils ont en moyenne 4 à 5 cm de long et 2 à 3 cm d'épaisseur, mais certains atteignent 8 à 10 cm de long. Les autres, plus petits, de taille centimétrique, plus nombreux, de forme globulaire, sont constitués par des plagioclases. D'une manière générale, les yeux monocristallins de quartz sont rares ou absents et le plus souvent on n'observe que des lentilles ou des amandes quartzeuses (pl. XVIII, fig. 64, 65 ; pl. XX, fig. 72, 73).

La répartition de ces yeux dans la mésostase micacée est toujours parfaitement uniforme, homogène, dans l'ensemble du massif. On ne rencontre jamais de bancs ou de niveaux plus riches, ou, au contraire, plus pauvres en feldspath comme dans l' "Olio de Sapo".

L'étude microscopique permet de préciser la composition minéralogique et de constater divers caractères structuraux intéressants.

La composition minéralogique des gneiss oeillés s'établit ainsi :

- quartz
- microcline
- plagioclase An 17 à An 27
- biotite
- muscovite
- apatite, zircon, minerai opaque.

Cette composition est très constante pour l'ensemble du massif de Porto. Seules les proportions relatives des différents minéraux peuvent varier très légèrement.

Le quartz se présente, soit en amas centimétriques, polycristallins, soit en petits cristaux régulièrement dispersés dans la mésostase.

Le microcline, quadrillé, très frais, apparaît sous deux formes, soit en grandes sections pluricentimétriques, automorphes, maclés Carlsbad, à extinction légèrement roulante, correspondant aux "yeux", soit en amas lenticulaires polycristallins, généralement centimétriques, constitués de plages xénomorphes jointives, ayant des orientations optiques voisines. Ces amas polycristallins correspondent à d'anciens monocristaux cassés, fragmentés, granulés lors d'un phénomène de broyage (H. et G. TERMIER, 1956 ; J. BELLIERE, 1958). Cette granulation semble s'être exercée de préférence sur les cristaux de taille moyenne (1 à 2 cm) et avoir épargné les phénocristaux qui montrent seulement une extinction roulante (pl. XIX, fig. 69).

Assez fréquemment, les grandes plages de microcline montrent une mince auréole de petits cristaux de plagioclase qui évoque une structure rapakiwi.

Les cristaux de plagioclase apparaissent également souvent granulés ou légèrement déformés (plan de macle tordu ou macles mécaniques en coin). Fréquemment, ils sont le siège d'une recristallisation importante en mica blanc localisée le long des principaux plans réticulaires. Cette muscovitisation s'accompagne d'une modification de composition : la teneur en anorthite du plagioclase frais est voisine de 16-17 % tandis que celle du plagioclase recristallisé atteint 25 à 27 %.

Tous les yeux de feldspath sont moulés par une mésostase formée de quartz, de plagioclases et de micas. La biotite est, en règle générale, prépondérante. La muscovite, quoique étroitement associée à la biotite dans le plan de la schistosité, forme parfois des cristaux qui recoupent les charnières des plis en chevrons et a une origine vraisemblablement secondaire.

2) Le gneiss oeillé à grenat

Ce faciès a une extension très réduite (quelques dizaines de m^2) et se situe en bordure de la route du barrage de Vega de Tera, à l'embranchement de la piste conduisant au village de Porto.

Ce type de gneiss ressemble beaucoup au gneiss oeillé banal qui l'entoure, notamment par une structure linéaire et par la présence d'yeux de feldspath potassique de grande taille. Il s'en distingue toutefois par :

- une couleur générale plus sombre due à l'abondance d'une biotite à reflets vert foncé et à l'absence de muscovite ;
- la présence de grenat, en cristaux de grande taille, atteignant parfois 3 cm de diamètre ;
- la rareté relative des yeux de feldspath potassique.

Ses limites avec le gneiss oeillé banal encaissant sont floues et le passage entre les deux est insensible.

Sa composition minéralogique s'établit ainsi :

- quartz (très peu abondant)
- microcline (rare, uniquement en phénocristaux)
- plagioclase An 21-23
- biotite
- grenat
- apatite, zircon.

Le plagioclase constitue, avec la biotite, l'essentiel de la roche. Il se présente, soit en cristaux automorphes, non zonés, centimétriques, soit en petits grains dans la mésostase. Il est peu ou pas déformé et indemne de toute muscovitisation.

La biotite, largement cristallisée, montre un pléochroisme allant du brun clair au jaune très pâle.

Le grenat est en cristaux subautomorphes moulés par la schistosité. Presque toujours poecilitique, il renferme de nombreux petis cristaux de quartz et de biotite, mais ne montre pas de structure rotationnelle ou hélicitique. Il est parfois affecté par une légère rétromorphose en chlorite, localisée le long des cassures.

La composition minéralogique de ce gneiss à grenat se distingue nettement de celle du gneiss oeillé banal par, notamment, des teneurs en

quartz et en feldspath potassique très réduites et un plagioclase légèrement plus calcique (An 21 au lieu de An 17).

Caractérisée par une prédominance du plagioclase, cette composition correspond sensiblement à celle d'une diorite ou d'une monzodiorite et s'oppose donc à celle du gneiss oeillé banal qui est franchement granodioritique.

3) Les enclaves

Des enclaves de nature variée se rencontrent en divers points du massif des gneiss oeillés de Porto. Bien qu'assez rares, elles apportent de précieux renseignements sur l'origine de ces derniers.

Deux types d'enclaves ont été reconnus.

a)- Les enclaves microgrenues (pl. XIX, fig. 68)

De forme arrondie, subsphérique, de dimensions réduites (10 à 20 cm), de couleur sombre, elles sont constituées par des cristaux automorphes, centimétriques, de plagioclases noyés dans une pâte à grain fin, riche en éléments ferromagnésiens (biotite). Leurs limites avec les gneiss encaissants sont généralement nettes.

Par leur morphologie, leur structure isotrope et leur faciès pétrographique, ces enclaves évoquent tout à fait certaines enclaves microgrenues des granites en massifs circonscrits. Elles témoigneraient donc de l'origine ignée des gneiss oeillés.

b)- Les enclaves schisteuses

Elles apparaissent, à première vue, comme des loupes surmicacées, à bords nets, riches en biotite. Elles se distinguent nettement des enclaves microgrenues par leur forme très allongée et aplatie, des dimensions plus importantes (jusqu'à 50 à 70 cm de long sur 15 à 25 cm d'épaisseur), un grain très fin et l'absence d'yeux de feldspaths. Elles présentent toujours une schistosité nette, soulignée par les micas et concordante avec celle des gneiss encaissants.

Au microscope, la structure apparaît granoblastique à granolépidoblastique. Si on excepte les alignements de biotite, tous les minéraux ont une répartition uniforme et ne constituent pas de lits. La composition minéralogique, bien différente de celle de l'encaissant s'établit ainsi :

- quartz
- plagioclase An 62 à An 39
- biotite
- apatite, zircon, orthite

Le quartz ne forme que 10 à 20 % de la roche et se présente en petits grains polygonaux.

Le plagioclase, automorphe à subautomorphe, montre fréquemment un zonage normal, très accentué : An 61-62 au centre et An 39-40 à la périphérie. Les cristaux non zonés sont consitués par de l'andésine An 39-40.

La biotite est toujours très abondante. Bien que parfois très concentrée en lits discontinus ou en petites lentilles, elle montre généralement une répartition uniforme dans l'ensemble de la roche.

La présence de plagioclase très calcique, fortement zoné, l'abon-

dance de la biotite, la structure originellement isotrope, permettent de penser que ces enclaves dérivent d'un matériel de nature plus ou moins basique et d origine ignée. Il pourrait s agir, soit d anciennes enclaves basiques (dioritiques ou basaltiques), soit d anciens filons lamprophyriques repris par les différents métamorphismes et partiellement recristallisés. Dans l hypothèse d une origine lamprophyrique, ces enclaves seraient à rapprocher des formations filoniennes anciennes que l'on rencontre également dans les gneiss oeillés.

4) Les formations filoniennes anciennes

Dans les gneiss oeillés de Porto se rencontrent des couches plus ou moins régulières, bien individualisées, généralement peu épaisses (0.10 à 1,50 m) de roches de nature variée, granitique ou dioritique. Bien que fortement schistosées et recristallisées avec l'encaissant, ces roches se singularisent par un certain nombre de caractères qui permettent de préciser leur origine.

(+) - Ces roches constituent des couches boudinées de longueur variable, mais d épaisseur relativement constante.

(+) - Leur contact avec les gneiss oeillés encaissants est toujours net brutal.

(+) - La structure et la composition minéralogique d'une couche donnée demeurent constantes et aucune trace de litage ou de ségrégation minérale quelconque n'est visible. Toutefois, certaines couches, de nature granitique, montrent des zones à caractères pegmatitiques parallèles aux épontes.

(+) - Toutes ces roches montrent une schistosité, marquée par des micas, rigoureusement concordante avec celle des gneiss encaissants.

Nous examinerons plus particulièrement le cas de certaines couches de nature basique qui se prêtent bien à une étude structurale et métamorphique.

Un bon exemple de ce type se trouve sur le sentier muletier qui va de Porto à Ramilo au point côté 1524 (1). Il s'agit d'une couche épaisse de 1 à 1,50m, longue d'une quinzaine de mètres isolée dans des gneiss oeillés ordinaires à gros yeux de microcline. Ses épontes, à peu près parallèles, sont nettement obliques par rapport à la schistosité des gneiss encaissants (fig. 42). En revanche, la schistosité à l'intérieur de la couche, marquée par la cristallisation orientée de la biotite est rigoureusement conforme à celle des gneiss oeillés (même direction et même pendage). Celle-ci est la plus ancienne structure tectonique visible et il est donc certain que la mise en place du matériel basique est plus ancienne que l'apparition de la schistosité.

La couche est formée par un gneiss à grain fin, de couleur vert foncé, riche en biotite et en amphibole, à petits yeux millimétriques de feldspath assez clairsemés.

Au microscope la structure apparaît granolépidoblastique . Seuls les cristaux de biotite sont orientés dans le plan de la schistosité. Les autres minéraux, y compris l'amphibole, déterminent une structure générale équante, évoquant celle d une roche ignée. La composition minéralogique s'établit ainsi.

---

(1) Carte topographique au 1/50 000, n° 228, " Viana del Bollo", x = 3° 15' 20", y = 42° 10' 21"

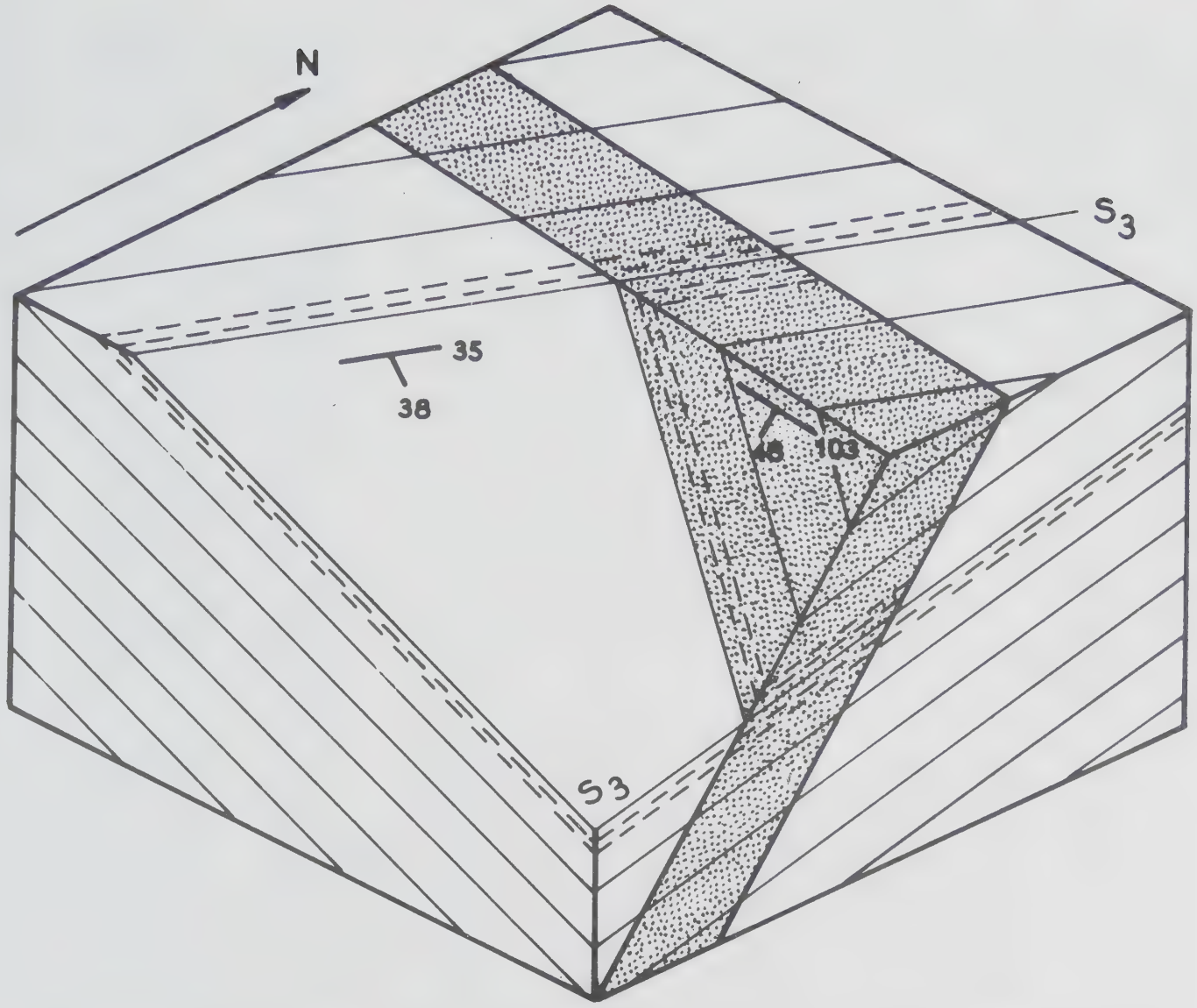


Figure 42. Disposition de la schistosité S_3 dans un ancien filon basique. La biotite est orientée parallèlement à S_3 dans le filon et dans les gneiss oeillés encaissants.

- quartz (rare)
- plagioclase An 56 à 30
- hornblende verte
- biotite
- apatite, sphène

Le plagioclase, généralement très frais, se présente en cristaux subautomorphes, avec un zonage normal très marqué : Labrador An 56 au centre et oligoclase-andésine An 29-30 sur les bords. Beaucoup de cristaux montrent des traces d'action mécaniques (plan de macle tordu et macles cunéiformes).

La hornblende, très abondante, en cristaux xénomorphes à subautomorphes, sans orientation préférentielle, a une répartition isotrope. Elle montre un pléochroisme vert bleu pâle selon Ng à vert jaune très pâle, presque incolore, selon Np, un angle d'extinction a = + 19-20° et un angle 2 V = 76-78°. Parfois, certains cristaux présentent une zone centrale irrégulière d'aspect trouble, riche en petites inclusions de minerai opaque, avec des teintes de polarisation légèrement différentes. De telles zones correspondent à des restes d'un ancien cristal (pyroxène ?) et montrent que la hornblende a certainement une origine secondaire.

La biotite se présente, soit en lames limpides, très fraîches, disposées dans le plan de la schistosité, soit en petits cristaux non orientés, développés aux dépens de la hornblende. Son pléochroisme, très prononcé, va du brun rouge vif au brun pâle.

Ces formations, par leur gisement en couches, par leur nature dioritique, par certains de leurs caractères pétrographiques (plagioclase calcique à zonage normal, hornblende secondaire formée aux dépens de minéraux plus anciens) évoquent un matériel d'origine ignée et ne peuvent guère correspondre qu'à d'anciens filons basiques.

Ces filons se sont mis en place dans un matériel induré, avant la première phase de déformation reconnaissable dans les gneiss oeillés et ont subi la même évolution structurale et métamorphique que ceux-ci. Il est probable qu'ils se sont mis en place très précocement.

5) Conclusions

Les gneiss oeillés du massif de Porto se signalent par un certain nombre de caractères spécifiques qui les distinguent nettement des porphyroides de l' "Ollo de Sapo" et qui montrent leur origine ignée.

a)- La répartition des yeux de feldspath et la composition minéralogique sont uniformes dans l'ensemble du massif de Porto. Ces caractères constants, observables sur une très large superficie, dans des conditions d'affleurement favorables, sont difficilement explicables dans l'hypothèse d'une origine sédimentaire, mais s'accordent tout à fait avec une origine ignée des gneiss oeillés.

b)- A l'intérieur du massif de gneiss oeillé, on ne rencontre jamais de couches ou en niveaux enrichis en feldspath ou en quartz et susceptibles d'être assimilés à d'anciens niveaux sédimentaires tels que bancs arkosiques ou gréseux.

c)- Des enclaves nombreuses et variées (microgrenues ou basiques) et d'anciens filons acides ou basiques sont conservés un peu partout. Ces forma-

tions, totalement inconnues dans les porphyroides de l' "Ollo de Sapo" prouvent, par leur gisement ou leur nature pétrographique, l'origine ignée des gneiss oeillés.

Les gneiss oeillés du massif de Porto dérivent donc d'une ancienne formation éruptive de nature granitique, à structure porphyrique (granite porphyroide) renfermant des enclaves variées et parcourue par des filons acides ou basiques.

Ces gneiss oeillés d'origine ortho- ont été arénisés puis recouverts par les dépôts du Paléozoique inférieur transgressif. Ils représentent donc un socle cristallin dont l'âge est au moins antécambro-ordovicien ou antéordovicien (selon l'âge, encore mal défini, des termes paléozoiques de base) mais plus vraisemblablement précambrien.

B. Les gneiss oeillés du massif de la Sanabria

Ils apparaissent dans la partie orientale de la Sierra Segundera et surtout dans la province de Zamora, à l'Est de Puebla de Sanabria. Ils constituent là le coeur d'une très vaste structure anticlinale qui s'étend du Nord-Ouest vers le Sud-Est entre Puebla de Sanabria et Rio Negro del Puente. Cette zone, située hors des limites de notre travail, est actuellement étudiée par E. MARTINEZ-GARCIA (1967) Aussi, nous limiterons-nous à une description pétrographique du faciès banal de ces gneiss qui, bien que succinte, permettra d'utiles comparaisons avec les autres types de gneiss oeillés.

Ces gneiss oeillés sont assez semblables à ceux du massif de Porto, notamment par la taille et la forme des yeux de feldspath. Ils en diffèrent, toutefois, par divers caractères originaux (P. M. ANTHONIOZ et A. FERRAGNE, 1967).

Ce sont des roches massives, à schistosité fruste et peu développée, de couleur variable, gris foncé à l'état frais, gris clair à gris cendré selon l'état d'altération. Elles sont formées par des yeux de quartz et de feldspath répartis de façon très uniforme dans une mésostase à grain très fin.

Les yeux de quartz, abondants, constitués par des cristaux subautomorphes centimétriques, sont remarquables par leur couleur. Celle-ci varie du bleu violet au bleu clair ou bleu fumé avec des nuances plus ou moins opalines pouvant aller jusqu'au blanc laiteux.

Le feldspath potassique forme les yeux les plus gros. Ses cristaux, automorphes et trapus, parfois subautomorphes et globulaires à ovoide, maclés Carlsbad, ont une taille moyenne de 3 à 6 cm. Ils sont souvent déformés et cassés selon certains plans réticulaires (généralement (001)) et présentent alors des faces (010) en "escalier". Les cristaux ainsi déformés gardent cependant une parfaite cohésion, même après avoir été dégagés de la roche.

Les cristaux de plagioclase forment des yeux de taille centimétrique, de couleur blanc nacré. Automorphes à subautomorphes, globulaires, ils sont fréquemment cassés et disloqués.

Tous ces yeux de quartz et de feldspath sont répartis d'une manière uniforme dans une pâte à grain très fin, homogène. De minces lits micacés, discontinus, parfois lenticulaires, matérialisent une schistosité plus ou moins marquée qui donne alors à la roche un caractère gneissique. Mais dans certains

cas, cette schistosité est si discrète et le grain de la pâte si fin que la roche évoque tout à fait un microgranite porphyrique (Rioconejos, Rio Negro del Puente) (P. XVIII, fig. 66, 67).

Au microscope, ces gneiss montrent la composition minéralogique suivante :

- quartz
- microcline albitisé
- plagioclase An 5-7
- muscovite
- biotite
- zoizite
- zircon, apatite, minerai opaque

La structure microscopique, bien reconnaissable en raison de la faible importance des cristallisations métamorphiques, est typiquement microgrenue porphyrique (pl. XIX, fig. 70, 71).

La pâte, finement cristallisée, équigranulaire, est formée de quartz, de microcline et de plagioclase répartis d'une façon homogène. Un réseau, fin mais régulier, de séricite et accessoirement de biotite, la parcourt et détermine une schistosité plus ou moins bien exprimée. Cette schistosité est localement mieux marquée par des lentilles surmicacées de séricite ou de biotite et moule les phénocristaux.

Le quartz, en cristaux subautomorphes, souvent tordus ou même cassés, montre toujours des golfes de corrosion (quartz "rhyolitique").

Le microcline, fortement albitisé, est souvent affecté par une sériciti sation généralisée. Les gros cristaux sont traversés par des réseaux de fractures remplies de séricite, généralement parallèles au plan réticulaire (001). Les petits cristaux, inférieurs à 1 ou 2 cm, sont presque toujours granulés ou, dans certains cas, fragmentés en morceaux nettement séparés.

Les cristaux de plagioclase, automorphes, fréquemment damouritisés (séricite et zoizite) sont souvent granulés.

La biotite se trouve, soit irrégulièrement dispersée dans la pâte, soit concentrée dans des petites lentilles très aplaties formant, à l'affleurement des "mouches" surmicacées. Dans ces lentilles, elle est systématiquement associée à des grains de minerai opaque et à de grands cristaux de zoizite et résulte probablement de la pseudomorphose d'un ancien minéral ferro-magnésien (amphibole ou pyroxène ?).

Cette étude sommaire permet d'aboutir à quelques conclusions importantes.

Les gneiss du massif de la Sanabria présentent beaucoup de traits communs avec les gneiss du massif de Porto.

- répartition uniforme des yeux de feldspath à l'échelle du massif.
- absence de niveaux à caractères sédimentaires.
- existence de phénomènes de cataclase se traduisant par une déformation modérée ou nulle des gros cristaux de feldspath, mais, au contraire, par une granulation importante des cristaux centimétriques.

Par contre ils en diffèrent par les caractères suivants.

- une structure microscopique typiquement ignée (structure microgrenue

porphyrique) toujours conservée et reconnaissable.
- présence de phénocristaux de quartz rhyolitiques, bleutés.
- degré métamorphique beaucoup moins élevé et nettement épizonal.

Ces divers caractères ne laissent guère de doute quant à l'origine ortho- des gneiss oeillés de la Sanabria. Ceux-ci dérivent d'un ancien microgranite porphyrique à phénocristaux de quartz et de feldspath, repris dans un métamorphisme régional épizonal.

La position stratigraphique de ces orthogneiss à la base d'une série transgressive cambro-ordovicienne, débutant par un niveau d'arènes remaniées ("Ollo de Sapo"), montre qu'ils constituent bien un substratum, un socle cristallin d'âge antécambro-ordovicien, très certainement précambrien.

Les gneiss oeillés des massifs de Porto et de la Sanabria ont donc des origines analogues et dérivent tous deux d'anciennes roches ignées. Toutefois, le problème se pose de savoir si les différences pétrographiques constatées entre-eux sont dues à l'action secondaire d'un ou de plusieurs métamorphismes ou bien correspondent à des caractères distincts des matériels originels (les gneiss de Porto dérivant d'un granite porphyroide, ceux de la Sanabria d'un microgranite porphyrique).

A défaut d'une étude comparative entre les deux formations, il est possible de faire deux remarques.

Ces deux types de gneiss se trouvent sous des séries paléozoiques, dont les caractéristiques métamorphiques sont identiques. Par conséquent, les différences de degré métamorphique ne sont pas imputables au métamorphisme hercynien, mais à un évènement plus ancien, antécambro-orodivicien, au moins.

Dans le cadre d'un métamorphisme antécambro-ordovicien, les gneiss oeillés de Porto ont pu se développer aux dépens d'un microgranite porphyrique. Le degré élevé de leur métamorphisme (mésozone inférieure) pourrait expliquer la recristallisation de la pâte microgrenue et la disparition des phénocristaux de quartz.

Le problème des relations génétiques entre ces deux types de gneiss demeure donc encore entier.

C. Les gneiss de la Sierra de Queija

De part et d'autre de l'axe anticlinal de la Sierra de Queija, sous la série paléozoique, apparaissent divers gneiss oeillés. Ceux-ci constituent des bandes étroites, de largeur variable, mal individualisées, comprises entre la base de l' "Ollo de Sapo" (limite fort imprécise) et la granodiorite hercynienne qui occupe le coeur de l'anticlinal.

Sur la bordure nord-est ces gneiss oeillés sont très semblables à ceux du massif de Porto. Par contre, sur la bordure sud-ouest s'observe un gneiss oeillé leucocrate (1) dont les produits d'arénisation se retrouvent dans

---

(1) Selon R. CAPDEVILA (1969) il s'agirait en réalité de "granodiorites hercyniennes précoces, postérieures à la première phase tectonique hercynienne, mais fortement déformées par la seconde". Dans cette interprétation, il reste à expliquer l'identité des caractères minéralogiques entre "granodiorites hercyniennes précoces" et arkoses de l' "Ollo de Sapo".

les arkoses de la base de la série paléozoique de Verin. Il forme, soit une zone plus ou moins continue sous les arkoses de l' "Ollo de Sapo", soit des petits panneaux isolés dans la granodiorite hercynienne.

Il correspond bien à un type original et non pas au résultat d'une transformation de gneiss oeillés de type Porto sous l'effet du métamorphisme. En effet, sur la bordure nord-est ceux-ci se trouvent également en panneaux dans la granodiorite hercynienne et ont conservé tous leurs caractères spécifiques.

Ce gneiss de type Queija présente un certain nombre de caractères qui le distinguent à la fois des gneiss de Porto et des gneiss de la Sanabria et notamment :

- des yeux de feldspath potassique de forme aplatie selon le plan (010), de 1 cm d'épaisseur sur 3 à 5 cm de long en moyenne, et non pas globulaire ou trapue ;
- une teneur en minéraux ferromagnésiens (biotite) très réduite.

Les yeux de feldspath ont une répartition uniforme. Leur taille moyenne, variant légèrement, détermine, selon les cas, un faciès de gneiss oeillé ou de gneiss grossier à grenu.

La composition minéralogique de ce gneiss s'établit ainsi :

- quartz
- microcline ou orthose
- plagioclase An 15-17
- biotite peu abondante
- muscovite rare
- zircon, apatite

Le feldspath potassique, perthitique, en cristaux fréquemment granulés prédomine très largement sur le plagioclase qui ne forme que quelques rares plages. Ce caractère se retrouve dans la composition des arkoses vraies de l' "Ollo de Sapo". Cette composition franchement granitique s'oppose à celle, toujours granodioritique, des autres gneiss oeillés (Porto et Sanabria).

Le gneiss oeillé de la bordure sud-ouest de la Sierra de Queija, par sa composition minéralogique (granite orthosique) et par sa structure très homogène, a très certainement une origine ortho-. Il dériverait d'un ancien granite alcalin.

II. ETUDE STRUCTURALE

La structure générale, l'architecture des gneiss oeillés du massif de Porto, se révèle assez semblable à celle de la série de Viana del Bollo. Toutefois, elle apparaît beaucoup plus simple à première vue. Ce fait est probablement en relation avec la lithologie du matériel qui, très homogène à toutes les échelles, a réagi d'une manière plus uniforme aux divers évènements tectoniques et métamorphiques. En fait, on retrouve dans les gneiss oeillés les principales phases de plissement reconnues dans la série de Viana del Bollo.

A. La structure générale

La schistosité principale des gneiss oeillés est déformée en un certain nombre de structures anticlinales et synclinales de grande dimension. Son pendage, rarement supérieur à 50° donne à l'ensemble de ces structures une allure générale surbaissée (fig. 43).

Au Nord-Est de Viana del Bollo, la schistosité a une disposition périanticlinale assez régulière qui évoque un dôme de direction sensiblement N. 110° à N. 120°. Ce dôme est incomplet et recoupé, dans sa terminaison ouest, par le réseau de fractures de la grande faille de Verin. A l'Ouest de cette faille, dans la région de Covelo, les gneiss ont une disposition monoclinale simple, une direction subméridienne et un pendage faible (20° environ).

Dans la partie orientale du massif, la schistosité tourne régulièrement et passe de N. 20° au Sud-Ouest de Porto, puis à N. 60° et N. 90° au Nord-Est. Au voisinage du Paléozoique, vers le Nord, elle devient franchement N. 120° à N. 130°. Elle dessine donc une vaste structure brachy-synclinale ouverte vers le Sud-Est. D'une manière générale, son pendage reste faible, inférieur à 50°, et n'augmente sensiblement qu'au voisinage immédiat des grandes fractures ou à proximité de la série paléozoique où il devient subvertical.

La structure générale des gneiss oeillés se révèle donc beaucoup plus calme que celle de la série de Viana del Bollo. Par son allure mollement ondulée, par la faible valeur générale des pendages, elle apparaît comme le résultat de la déformation, du gauchissement, d'un ensemble gneissique initialement très plat, à schistosité subhorizontale.

Ce gauchissement peut être attribué aux plissements qui affectent le Paléozoique. En effet, au fur et à mesure que l'on s'approche des terrains paléozoiques, la schistosité des gneiss se redresse et prend une direction et un pendage conformes à ceux des schistes. La région située au Nord-Est de Porto illustre bien cette évolution. D'autre part, la structure anticlinale située au Nord-Est de Viana del Bollo a une direction très comparable à celle des séries paléozoiques voisines. Enfin, la schistosité des gneiss oeillés est affectée par un plissement en chevrons très régulier, homologue de celui que l'on rencontre dans la série de Viana del Bollo. Ce plissement en chevrons est accompagné d'un métamorphisme d'âge hercynien.

La présence des plissements en chevrons dans les orthogneiss du massif de Porto permet d'y retrouver la même succession de phases de plissement que dans la série de Viana del Bollo.

- phase 4 : plissement en chevrons
- phase 3 : déformation en régime tangentiel accompagnant le développement de la schistosité principale
- phase 2 : blastomylonitisation ?
- phase 1 : absente car antérieure à la mise en place du granite.

B. Les différentes phases de plissement

Comme pour la série de Viana del Bollo, nous étudierons les déformations dans l'ordre inverse de leur apparition de façon à pouvoir, par "soustraction", reconstituer l'allure et les caractéristiques des structures plus anciennes.

1) Phase 4

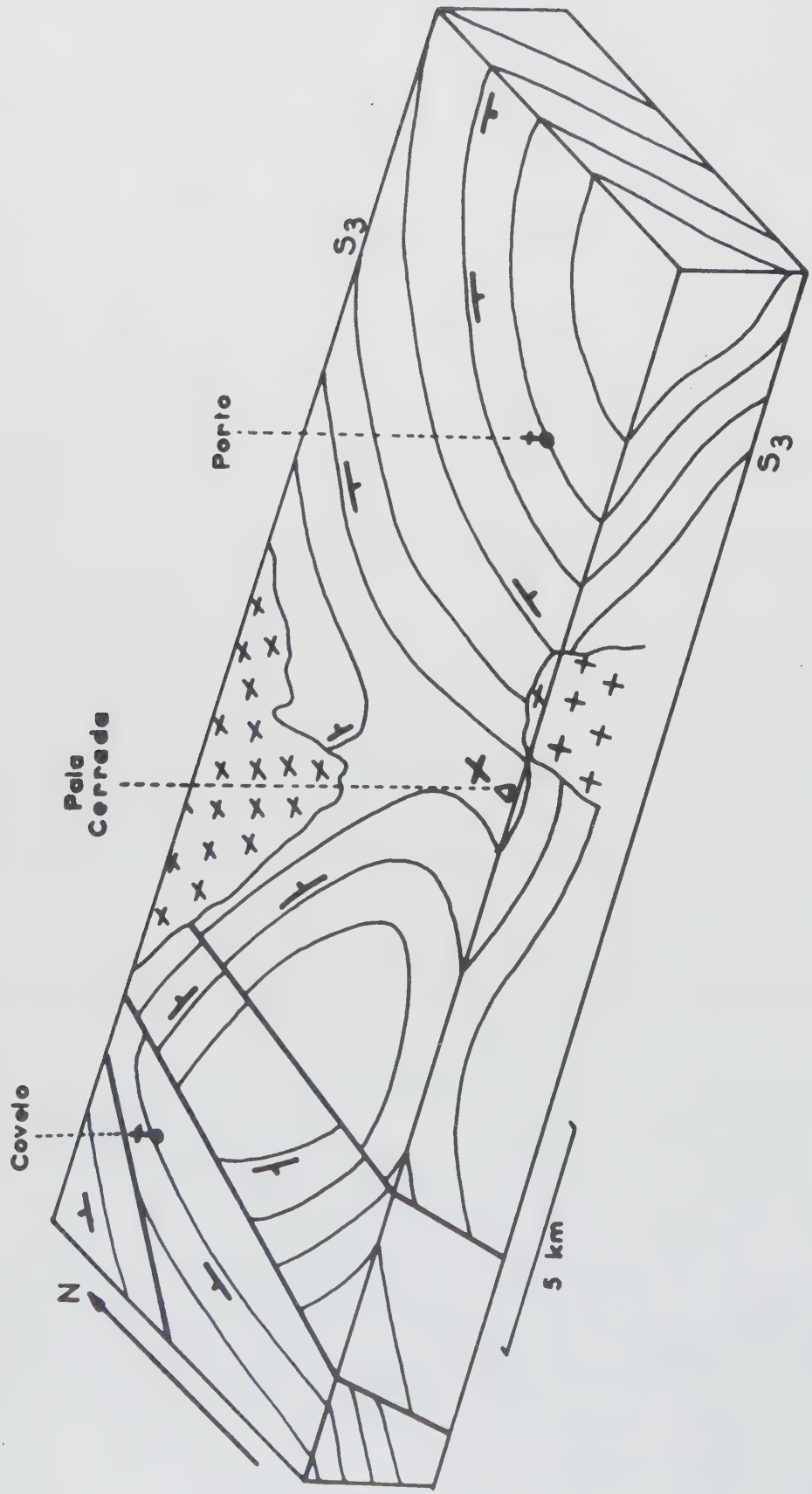


Figure 43. Allure générale de la schistosité S_3 dans les orthogneiss du massif de Porto.
(Les massifs granitiques intrusifs, d'age hercynien sont figurés par des croix)

Les plis en chevrons de la phase 4 ont un développement limité à des régions bien déterminées, contrairement à ce qui se passe dans la série de Viana del Bollo.

Dans certaines régions dont la superficie peut être considérable, ils apparaissent avec une abondance et une régularité tout à fait remarquable (le long de la route de Porto, par exemple). Ailleurs, ils font totalement défaut et la schistosité des gneiss montre une parfaite régularité.

a)- Principaux caractères des chevrons

Les plis en chevrons montrent un certain nombre de caractères très constants (pl. XVIII, fig. 65 ; pl. XX, fig. 72, 73, 74, 75).

(+) - Les flancs sont généralement rectilignes si on néglige les perturbations locales introduites par la présence des grands yeux de feldspath.

(+) - La zone de charnière est très étroite et contribue à donner aux plis leur aspect "aigu".

(+) - Les couches montrent un épaississement sensible dans la zone de charnière.

(+) - Les cristallisations de minéraux dans le plan axial sont absentes.

(+) - Le plan axial S_4 des plis a un pendage toujours faible, compris entre 0 et 45°.

Mais parallèlement, les plis en chevrons présentent des variations notables d'amplitude et de style.

(+) - L'amplitude varie de 10 à 1 cm. Lorsqu'elle diminue, la fréquence des plis augmente corrélativement. Ces variations, nous l'avons vu à propos des épibolites, sont liées à de légères différences de lithologies telles que lits micacés ou quartzo-feldspathiques plus ou moins abondants.

(+) - Les flancs des plis sont, soit symétriques, soit, au contraire, dissymétriques. De plus, l'angle des flancs, observé dans un plan perpendiculaire à l'axe des plis, varie considérablement de 45° à 100°.

Ces variations s'expliquent en fonction des positions relatives de la structure planaire initiale (schistosité S_3 des gneiss) et du plan (a, b) de la déformation (plan de cisaillement) c'est-à-dire, en première approximation, de la valeur de l'angle d'intersection des plans S_3 et S_4 (J. G. RAMSAY, 1967).

Ainsi, l'apparition d'une structure plano-linéaire à linéaire dans les gneiss oeillés s'explique par la faible valeur de l'angle formé par S_3 et S_4. Sur le terrain, on observe l'évolution continue suivante : gneiss à chevrons symétriques, gneiss à chevrons dissymétriques, gneiss à structure linéaire, puis à structure planaire. Cette évolution correspond à une diminution régulière de l'angle d'intersection des deux plans S_3 et S_4. Au-dessous d'une certaine valeur de cet angle, le plan S_4 rejoue dans le plan S_3 avec lequel il se confond.

b)- Direction du plissement en chevrons

La mesure statistique de l'orientation de l'axe et de plan axial des chevrons conduit aux constatations suivantes (fig. 44).

- Les axes des plis ont des directions variées, comprises entre N. 100°

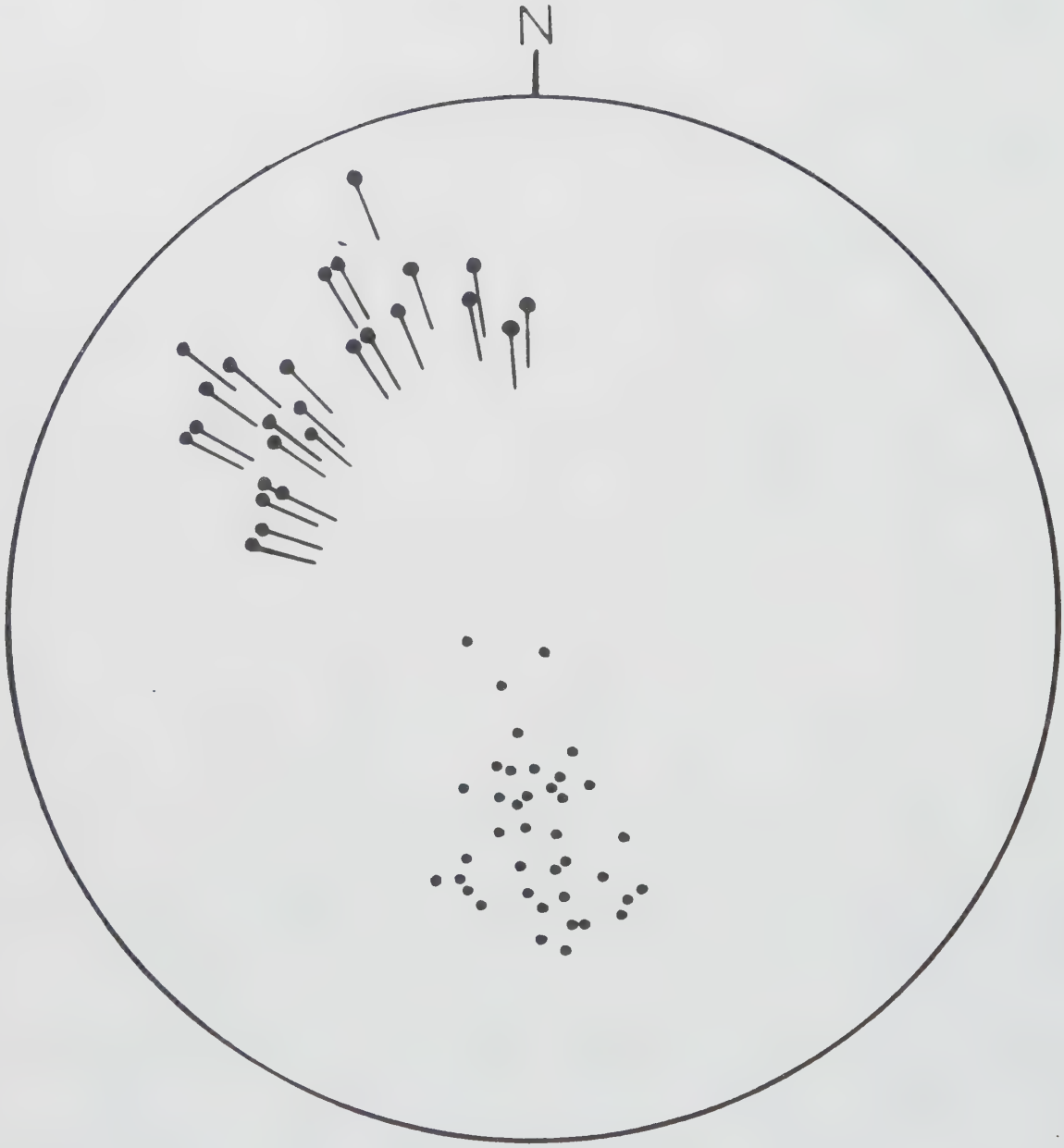


Figure 44. Diagramme d'orientation des structures de phase 4 (chevrons) dans les gneiss oeillés du massif de Porto.

—●— : axe de plis en chevrons

● : plan axial de plis en chevrons

Canevas de Schmidt - Hémisphère supérieur.

et N. 180°, et un plongement régulier vers le Sud-Est.
- Les plans axiaux ont une direction moyenne N. 90° et un pendage de 30 à 40° vers le Sud.

Cette direction de plissement est nettement aberrante par rapport à celle qui a été observée dans les terrains paléozoïques de la série de Verin. Toutefois, il faut tenir compte de la position structurale particulière des gneiss oeillés et, d'une manière générale, du massif de la Sierra Segundera.

Rappelons, en effet, que la faille de Verin met en contact deux domaines axiaux d'importance très inégale, l'anticlinal de Queija-Manzaneda à l'Ouest et l'anticlinal de la Sierra Segundera à l'Est. Ce dernier est nettement plus large que l'autre, en particulier, au voisinage de la faille, mais s'amenuise rapidement vers l'Est, vers Puebla de Sanabria. Il est donc très vraisemblable que sa partie ouest et sud-ouest a été relevée grâce au jeu de la faille de Verin orientée N. 30°.

Il est nécessaire de remettre ce bloc ainsi relevé dans sa position initiale en rabattant l'ensemble des structures autour d'un axe N. 30°. Si on ramène, de cette manière, le plongement moyen des axes de plis à une valeur comparable à celle notée dans le Paléozoique, on constate que le plan axial des chevrons prend une direction moyenne N. 130° à N. 140° et un pendage de 30° vers le Sud-Est. Ces valeurs correspondent bien à la direction du plissement hercynien.

2) Phase 3

La schistosité des gneiss oeillés est homologue de la schistosité S_3 de la série de Viana del Bollo. Comme celle-ci, elle s'est développée antérieurement à la phase 4 et a été déformée par les plis en chevrons. Elle est, en outre, contemporaine du métamorphisme régional qui a déterminé une migmatisation hétérogène tant dans la série de Viana del Bollo que dans les gneiss oeillés. Dans ces derniers, comme dans les épibolites, les filons leucosomiques sont parallèles à la schistosité.

Les structures tectoniques engendrées par cette 3ème phase sont, mise à part la schistosité, difficilement repérables. Il semble bien que des plis assez importants, de style isoclinal, ont affecté les gneiss oeillés. Ceux ci contiennent parfois, à proximité de la limite avec la série de Viana del Bollo, des panneaux très étroits (quelques mètres de large), isolés, de micaschistes dont les caractères pétrographiques et structuraux rappelent tout à fait les mélanosomes des épibolites. Ces panneaux, dont la schistosité est concordante avec celle de l'encaissant, correspondent probablement à des fonds synclinaux de pli isoclinal.

La schistosité S_3, après neutralisation des effets de la phase 4 (gauchissement et plis en chevrons), montre une allure générale très surbaissée. Cette disposition subhorizontale s'accorde bien avec le régime tangentiel, en plis isoclinaux, qui caractérise la phase 3 dans la série de Viana del Bollo.

La direction du plissement de phase 3 dans les gneiss oeillés ne peut être déterminée directement faute de structures bien conservées. En effet, étant donné l'homogénéité du matériel (absence de niveaux repères) et l'intensité du métamorphisme, la schistosité S_3 a affecté toute trace de structures antérieures.

Par analogie avec la série de Viana del Bollo, nous pensons que le plissement de phase 3 s'est développé suivant un plan faiblement penté, de direction sensiblement nord-ouest - sud-est.

3) Les phases anciennes

Faute de données suffisantes, l'existence d'une ou plusieurs phases, antérieures à la phase 3, reste problématique. Dans la série de Viana del Bollo la phase 2 correspond à une blastomylonitisation, c'est-à-dire à une déformation rupturelle suivie d'une déformation souple. Son développement, dans les gneiss oeillés, est fort probable mais a été presque complètement masqué par les effets des métamorphismes et des plissements postérieurs. Tout au plus, on peut lui attribuer, par analogie avec certaines blastomylonites d'origine ortho- (gneiss leucocrates), la granulation des feldspaths de taille moyenne (plagioclase et feldspath potassique).

4) Conclusion

En conclusion, la succession des phases de plissement dans les gneiss oeillés du massif de Porto, est la suivante.

- Phase 2 : blastomylonitisation ?
  . déformation rupturelle provoquant une granulation des feldspaths ?

- Phase 3 :
  . déformation souple.
  . développement d'une schistosité S_3 subhorizontale très probablement associée à des plis isoclinaux.

- Phase 4 :
  . déformation souple
  . gauchissement et plissement en chevrons de la schistosité S_3

C. Etude microtectonique

Selon les observations de terrain, les chevrons replissent une schistosité S_3. Toutefois, il est important de préciser si ce plissement est franchement post-schisteux, c'est-à-dire postérieur au métamorphisme qui a accompagné S_3, ou si, au contraire, il s'est développé en climat métamorphique.

1) Etude micrographique

Diverses observations permettent de déterminer les conditions de formation des plis en chevrons (pl. XXI).

a)- Les contours des plis, tels qu'ils sont dessinés par la biotite, ont toujours des formes polygonales. Cet aspect, très net dans les charnières pluricentimétriques, est moins bien visible dans les plis centimétriques.

b)- Les cristaux de biotite sont sensiblement tangents à la surface-enveloppe des plis. Ils sont le plus souvent indemnes de toute déformation et mon-

trent une extinction complète.

c)- Dans les charnières, lorsque les lits micacés sont suffisamment épais (quelques millimètres), les cristaux de biotite sont étroitement engrenés les uns dans les autres. Ils ne sont pas automorphes, mais présentent des formes géométriques régulières (triangle, losange, trapèze).

Toujours dans les charnières, on constate parfois que les cristaux de biotite sont, en moyenne, plus petits et plus nombreux dans la partie concave que dans la partie convexe.

Ces caractères montrent que les cristaux de biotite dérivent de la recristallisation en sous-grains d'un ou plusieurs cristaux courbés et fragmentés (phénomène de polygonisation).

Dans toutes les charnières des plis en chevrons, les cristaux de biotite déterminent des "arcs polygonaux" (polygonalbogen der glimmer de B. SANDER, 1930) ou des formes polygonales (A. DEMAY, 1942).

De telles structures sont caractéristiques d'une cristallisation syntectonique. Dans le cas des gneiss oeillés, il s'agit plus précisément d'une recristallisation syntectonique car la biotite se développe aux dépens de cristaux plus anciens, formés lors d'un épisode antérieur.

Le plissement en chevrons s'est donc manifesté en climat métamorphique (recristallisation de la biotite). Toutefois, aucune donnée se permet de préciser, pour l'instant, si ce métamorphisme se confond avec celui qui a développé la schistosité S_3 ou, au contraire, s'en distingue nettement.

2) Etude de la texture ("gefüge")

Toujours en vue de préciser, les conditions ayant accompagné le plissement en chevrons, nous nous sommes livrés à une analyse statistique de l'orientation de certains minéraux. Nous avons déterminé, à la platine théodolite, la position, d'une part, de la direction c (axe optique) des cristaux de quartz et, d'autre part, du plan (001) des biotites. Les pôles correspondants ont été reportés sur diagramme équiaire (canevas de Schmidt) et leur répartition statistique analysée.

Deux directions de plan ont été ainsi explorées, d'une part, le plan perpendiculaire à l'axe b des plis (plan a, c) et, d'autre part, le plan axial (a, b). Deux types de gneiss ont été choisis pour cette étude, l'un à structure linéaire, l'autre à plis en chevrons symétriques.

a)- Orientation du quartz

(+) - Dans les sections perpendiculaires à la direction b des plis la répartition des axes optiques de quartz est sensiblement la même dans les deux échantillons (fig. 45 et 46).

Tous les axes sont grossièrement disposés sur une surface cônique centrée autour de la direction b. L'angle au sommet de ce cône a une valeur moyenne de 50 à 60°. A l'intérieur de cette surface conique, la distribution des axes n'est pas homogène, mais présente des maximums, parfois très prononcés. Ceux-ci déterminent une symétrie approximativement orthorhombique et on remarque que le plan axial des plis est aussi un plan de symétrie pour la texture.

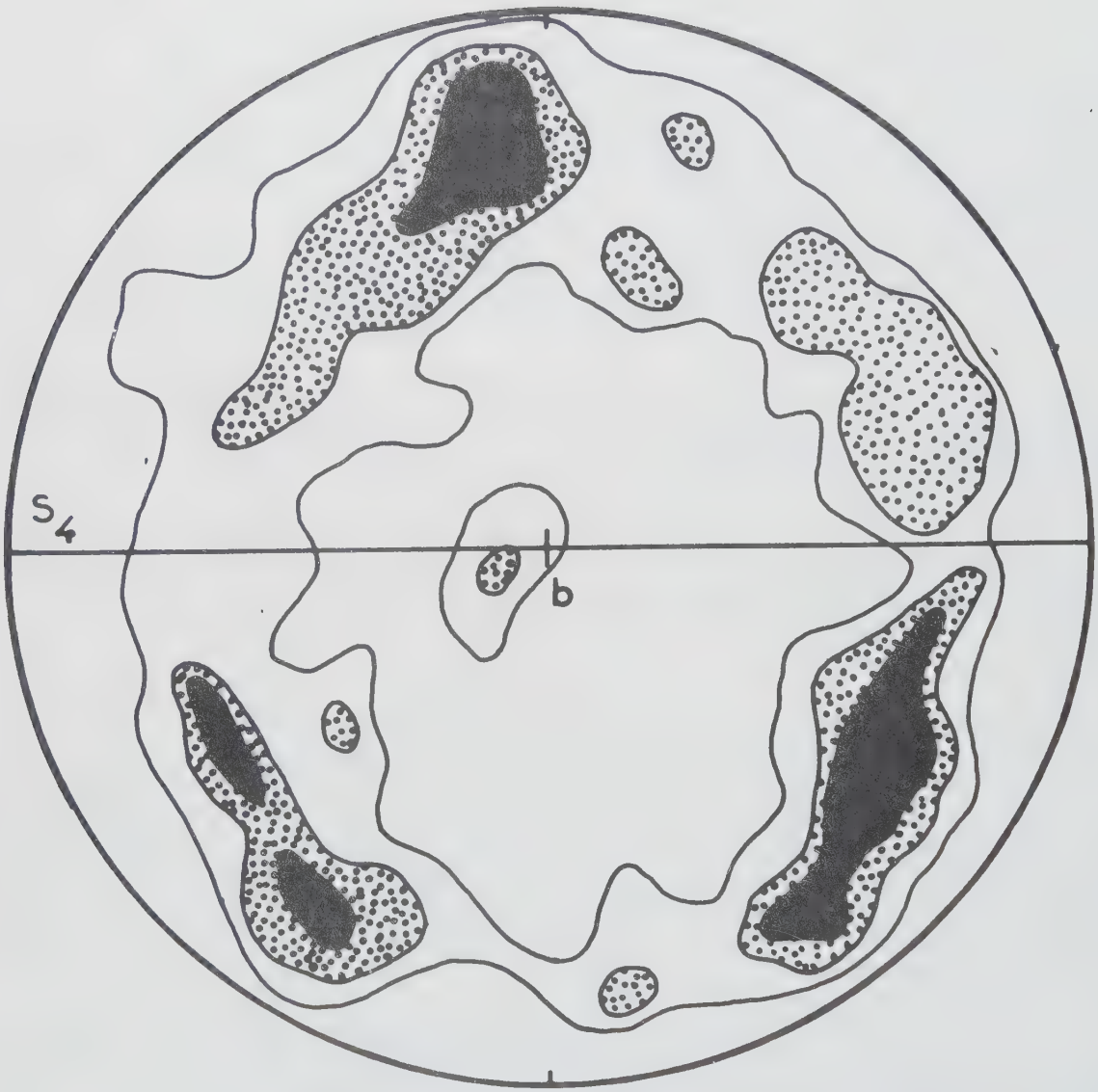


Figure 45. Gneiss oeillés de Porto à structure linéaire. Diagramme d'orientation des axes C de 200 cristaux de quartz dans une section perpendiculaire à la linéation (axe de chevrons). Contours : 4 %, 2 %, 1 %.

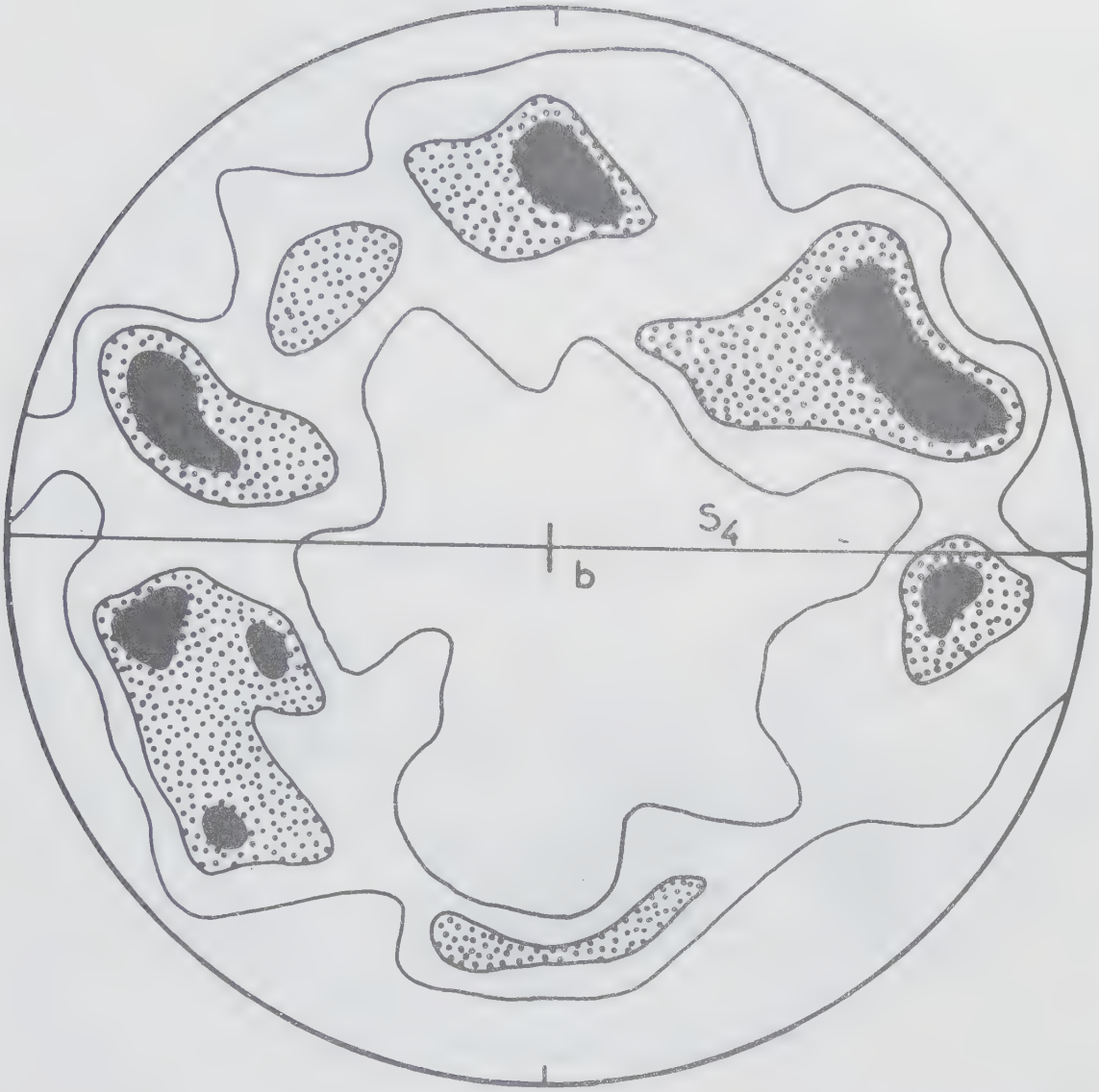


Figure 46. Gneiss oeillés de Porto à plis en chevrons d'amplitude pluricentimétrique. Diagramme d'orientation des axes C de 300 cristaux de quartz dans une section perpendiculaire à l'axe des plis. Contours : 3 %, 2 %, 1 %.

Figure 47. Gneiss oeillés de Porto à structure linéaire. Diagramme d'orientation des axes C de 200 cristaux de quartz dans une section parallèle au plan axial des plis. Contours : 5 %, 4 %, 3 %, 2 %, 1 %.

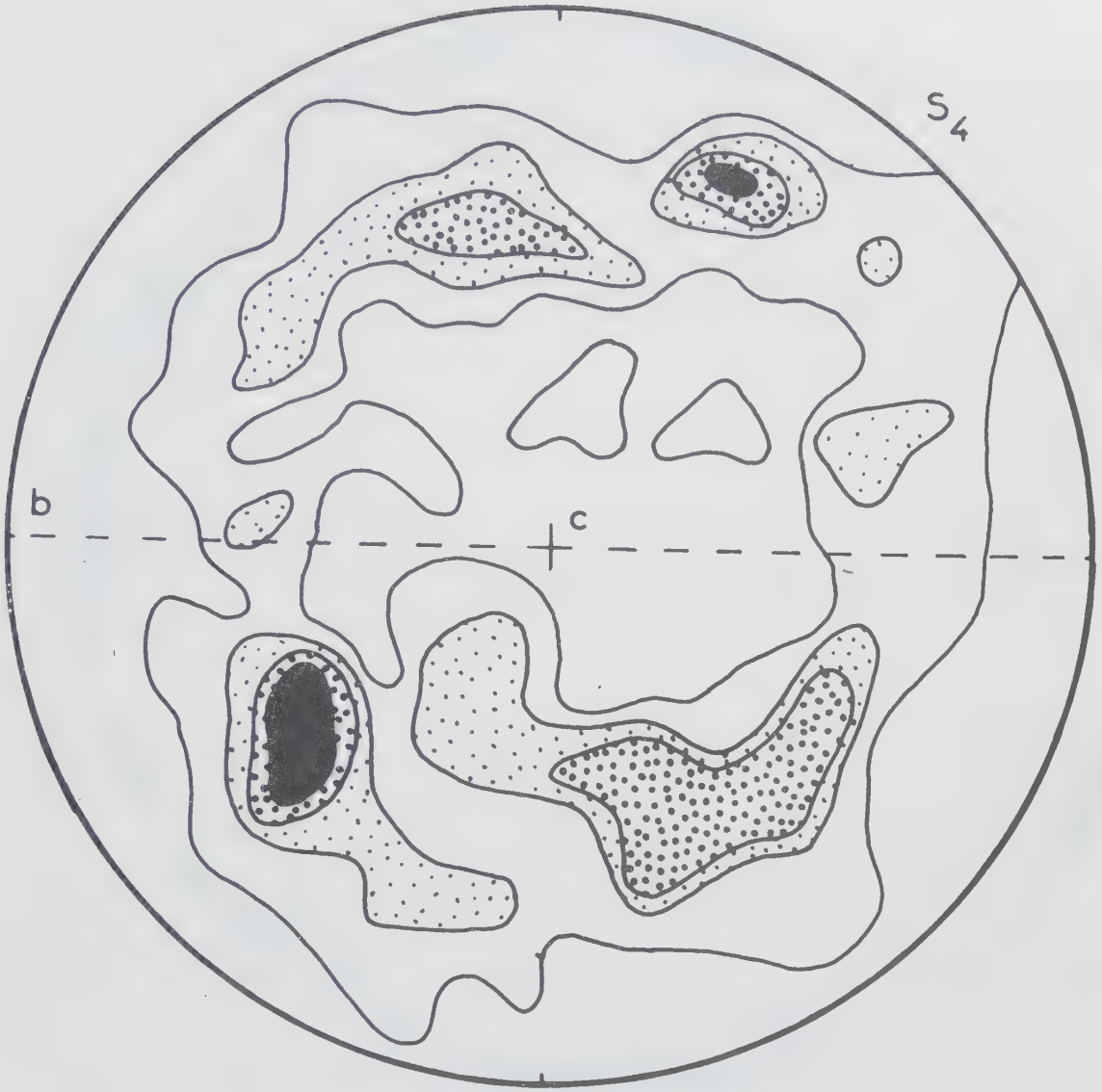


Figure 48. Gneiss oeillés de Porto à plis en chevrons d'amplitude pluricentimétrique. Diagramme d'orientation des axes C de 200 cristaux de quartz dans une section parallèle au plan axial des plis. Contours : 4 %, 3 %, 2 %, 1 %.

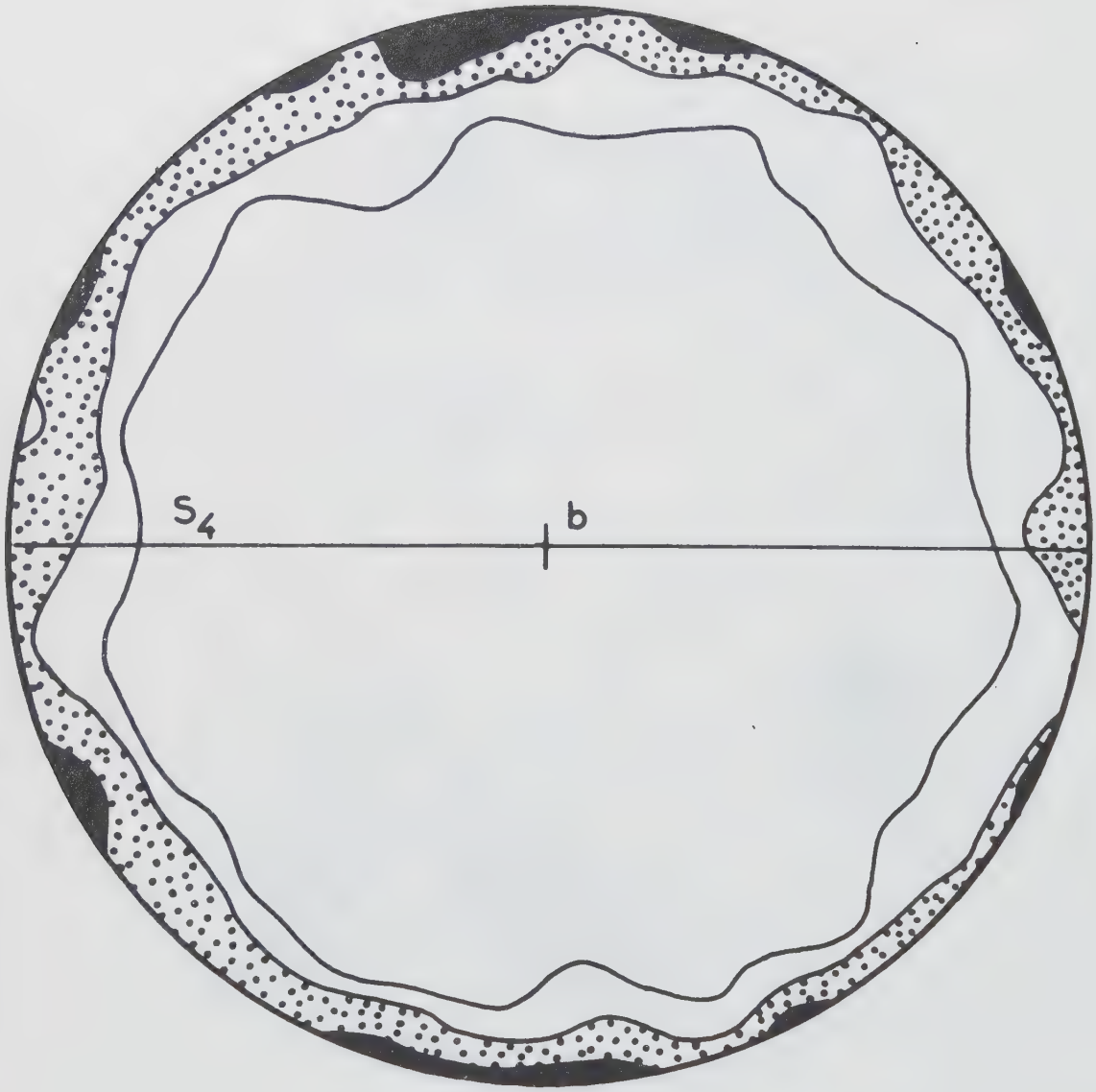


Figure 49. Gneiss oeillés de Porto à structure linéaire. Diagramme d'orientation des pôles (001) de 200 cristaux de micas (biotite). Contours : 5 %, 3 %, 1 %.

(+) - Dans les sections parallèles au plan axial des plis, on pourrait s'attendre à trouver une répartition correspondant à la structure conique précédemment observée, c'est-à-dire à voir, sur les diagrammes, les axes de quartz se répartir selon deux petits cercles axés sur la direction b. En fait, on observe (fig. 47 et 48) une répartition plus ou moins conique qui n'est pas sans rappeler les précédentes (fig. 45 et 46).

Toutefois, deux maxima, symétriques par rapport au plan (bc), apparaissent assez nettement dans les deux échantillons.

(+) - L'interprétation d'une telle texture est assez délicate.

La répartition des axes selon une zone conique, centrée autour de la direction b du plissement, est un modèle fréquent dans les tectonites. La répartition selon deux zones coniques perpendiculaires est plus rare. Elle est considérée par certains auteurs comme le résultat de déformations superposées. Toutefois, cette interprétation est contestée par F. J. TURNER et L. E. WEISS (1963) qui préfèrent y voir l'expression d'une simple symétrie orthorhombique ou quadratique.

Dans le cas des gneiss de Porto, nous pensons que la texture observée résulte bien d'une superposition de déformations. Il est certain qu'une texture ancienne, liée à la phase 3, et donc antérieure aux chevrons, a existé dans les gneiss oeillés et il est fort possible qu'elle ait persisté au moins en partie. On remarque, en effet, dans les diagrammes des figures 47 et 48, l'existence d'un maximum nettement plus important d'un côté que de l'autre. Ceci correspond, peut-être, à la persistance d'une texture plus ancienne (texture de mylonite ?).

(+) - Dans tous les cas, il ne fait guère de doute que la phase de plissement en chevrons est responsable, pour l'essentiel, de l'orientation du quartz.

La coincidence des éléments de symétrie de la texture et des plis mésoscopiques est significative d'une recristallisation du quartz au cours du plissement en chevrons. Rappelons que selon F. J. TURNER et L. E. WEISS, (1963) "la recristallisation syntectonique du quartz conduit à des modèles dont la symétrie est voisine de celle du système de contraintes - orthorhombique, le plus souvent".

b)- Orientation de la biotite

Les diagrammes relatifs à la biotite mettent en évidence une répartition très régulière autour de la direction b des plis (fig. 49).

Les cristaux sont orientés, à peu près, parallèlement à la direction b.

3) Conclusions

Cette étude microtectonique permet d'aboutir aux conclusions suivantes.

- Les plis en chevrons se sont développés dans un climat métamorphique : la biotite a recristallisé en arcs polygonaux tandis que les cristaux de quartz étaient réorientés.
- Les chevrons déforment une schistosité ancienne et sont donc, à ce titre, post-schisteux.

De tels arcs polygonaux ne s'observent jamais dans la formation de l' "Ollo de Sapo". C'est là un argument supplémentaire, bien que négatif en

faveur de la distinction entre "Ollo de Sapo" et orthogneiss.

III. ETUDE METAMORPHIQUE

Les gneiss oeillés ne constituent pas un matériel très favorable à une étude fine du métamorphisme. Ils offrent, en effet, une lithologie très homogène, monotone, et des minéraux dont le domaine de stabilité est très large. Il est donc difficile de distinguer et de séparer des paragénèses minérales appartenant à des phases de cristallisations différentes.

Deux domaines métamorphiques peuvent être reconnus dans le massif de Porto :

- un domaine central, à caractère mésozonal, formé par l'essentiel des gneiss ;
- un domaine limitrophe des différentes formations migmatiques (série des épibolites au Sud et migmatites homogènes à l'Est).

A. Caractères métamorphiques des gneiss du domaine central

Les paragénèses minérales de ce domaine sont toutes caractéristiques d'un métamorphisme mésozonal.

1) Dans les gneiss proprement-dits, on rencontre de façon très constante les associations suivantes :

- quartz-microcline-plagioclase An 17 à 27-biotite-muscovite
- quartz-microcline-plagioclase-biotite-grenat

La sillimanite, en règle générale, est absente dans les gneiss oeillés. La muscovite semble être toujours d'origine secondaire et liée au métamorphisme qui a accompagné la phase 4 (plis en chevrons).

2) Dans les enclaves ou filons anciens, de nature basique, contenus dans les gneiss oeillés, on observe les associations suivantes :

- quartz-plagioclase An 39-62-biotite
- quartz-plagioclase An 30-56-hornblende verte-biotite

La présence de plagioclases calciques bien conservés, leur association avec la hornblende verte, confirme bien le caractère franchement mésozonal du métamorphisme dans les gneiss de Porto.

A titre de comparaison, on peut signaler que les gneiss du massif de la Sanabria présentent des paragénèses franchement épizonales et notamment :

- quartz-microcline-albite An 5-7-biotite-muscovite-zoizite

B. Caractères métamorphiques des gneiss limitrophes des zones de migmatites

1) Epibolites de la série de Viana del Bollo

Au voisinage des épibolites, les gneiss oeillés montrent les effets d'un début de migmatisation qui se traduit par le développement de filons leucosomiques synschisteux.

Les paragénèses minérales des gneiss ainsi migmatisés sont identiques à celles des autres gneiss et constituées par :

- quartz-microcline-plagioclase-biotite-muscovite

La muscovite est ici d'origine secondaire.

Dans le mobilisat (filons leucosomiques), on observe une paragénèse très constante, constituée par :

- quartz-microcline-plagioclase

2) Migmatites homogènes

Sur la bordure sud-est du massif, les gneiss oeillés prennent une structure plus ou moins homogène et passent progressivement à un granite migmatique. Dans cette région, ils contiennent des paragénèses minérales typiquement catazonales et notamment :

- quartz-microcline-plagioclase-biotite-sillimanite

La muscovite, toujours absente, est remplacée par une association de sillimanite et de feldspath potassique. Ce dernier montre des propriétés optiques proches de celles d'une orthose (microcline intermédiaire).

Cette paragénèse catazonale est à rapporter au métamorphisme et à la migmatisation hercynienne.

CHAPITRE III

CONCLUSIONS A L'ETUDE DES FORMATIONS PRECAMBRIENNES

RESUME - L'évolution structurale et métamorphique des formations précambriennes s'étend sur deux cycles précambriens et sur le cycle hercynien.

Au cours d'un cycle précambrien ancien, une série sédimentaire essentiellement gréso-pélitique (série de Viana del Bollo) a été plissée (phase 1) et métamorphisée dans des conditions méso- à catazonales (métamorphisme M_1), puis intrudée par des granites porphyroides (gneiss oeillés de Porto) et des filons de pegmatites.

Le complexe métamorphique et igné ainsi élaboré a été repris dans un cycle précambrien jeune et réactivé. Il a été successivement affecté par :

- un métamorphisme blastomylonitique M_2 associé à une phase tectonique comportant une déformation rupturelle et une déformation souple (phase 2) ;
- un métamorphisme M_3, de type intermédiaire de haute pression, associé à une déformation souple (phase 3) et ayant développé une migmatisation hétérogène (métatexie) dans les paragneiss et les orthogneiss.

Durant le cycle hercynien, les séries para- et orthogneissiques ont été atteintes par une déformation souple (phase 4) qui, s'exerçant en climat métamorphique (métamorphisme M_4, de type basse pression), a développé des arcs polygonaux (plis en chevrons).

Les âges des métamorphismes M_4 et M_3 déterminés par la méthode au strontium, sont respectivement de 270-275 MA et de 470-475 MA. L'âge calédonien du métamorphisme M_3 paraît peu vraisemblable et pourrait correspondre à un rajeunissement métamorphique.

Les diverses études pétrographiques, structurales et métamorphiques s'accordent pour mettre en évidence deux formations précambriennes nettement individualisées, constituées, l'une par des paragneiss (série de Viana del Bollo), l'autre par des orthogneiss (gneiss oeillés de Porto).

Ces formations ont été affectées par divers évènements métamorphiques et tectoniques à des époques variées. Il est donc nécessaire, tout d'abord de préciser l'évolution de chacune d'elles, l'une par rapport à l'autre, dans le cadre d'une chronologie relative et, ensuite, de tenter de situer ces différents

évènements dans le cadre d'une chronologie absolue et notamment par rapport aux principaux phénomènes hercyniens, bien connus dans le Paléozoique de la série de Verin.

I. EVOLUTION METAMORPHIQUE ET STRUCTURALE DES FORMATIONS PRECAMBRIENNES

A. L'étude pétrographique et structurale de la série de Viana del Bollo conduit à reconnaître, dans cette formation, une évolution polycyclique qui s'étend, au moins, sur deux cycles orogéniques nettement distincts.

1) 1er cycle orogénique

Il correspond à la succession des évènements suivants :

- dépôt d'une série sédimentaire essentiellement gréso-pélitique avec des niveaux de quartzite, de grauwackes, de marnes et de calcaire ;
- métamorphisme régional M_1, de type haute pression, d'intensité méso-zonale à catazonale, probablement associé à une phase de plissement (Pk_1) ;
- intrusion de filons de pegmatites à muscovite, tourmaline et grenat.

2) 2ème cycle orogénique

Il se marque par une longue suite d'évènements métamorphiques et tectoniques que nous réunissons, en première hypothèse, dans un même cycle, mais dont l'âge exact sera discuté ci-dessous.

1 - Métamorphisme blastomylonitique M_2 associé à la première phase tectonique nettement reconnaissable (Pk_2). Celle-ci comporte un épisode de déformation rupturelle (cataclase) suivi d'une recristallisation et d'une déformation souple.

2 - Métamorphisme régional M_3, de type barrovien, associé à une phase de déformation souple (Pk_3) en plis serrés ou isoclinaux.

3 - Métamorphisme régional M_4, de type basse pression, associé à une phase de déformation souple (Pk_4) en plis en chevrons ou de grande amplitude.

B. Dans les gneiss oeillés du massif de Porto on reconnaît assez aisément les métamorphismes M_3 et M_4 et les phases tectoniques 3 et 4 correspondantes. Mais l'existence du métamorphisme M_2 et de la phase 2 reste problématique faute de zones ou de panneaux épargnés par le métamorphisme M_3.

Deux hypothèses sont donc envisageables.

- Le matériel granitique originel s'est mis en place après la phase de blastomylonitisation entre les phases 2 et 3, c'est-à-dire durant le 2ème cycle orogénique et n'a donc pas subi la blastomylonitisation.

- Le matériel granitique s'est mis en place au cours du 1er cycle orogénique et a subi la blastomylonitisation. Celle-ci a été totalement effacée par le métamorphisme.

Diverses observations conduisent à adopter cette 2ème hypothèse.

Des phénomènes magmatiques acides se sont manifestés durant le 1er cycle orogénique, se traduisant, notamment, par la mise en place dans la série métamorphique ancienne de filons de pegmatites. Ceux-ci se retrouvent dans les blastomylonites sous forme de gneiss leucocrates à structure grossière. Dans les épibolites, des niveaux de gneiss embréchitiques, comparables par leur composition minéralogique moyenne à ces gneiss leucocrates, laissent à penser que ces intrusions acides ont été relativement abondantes.

Si l'on recherche le magmatisme plutonique, généralement associé à ce type de formation filonienne, les gneiss oeillés représentent logiquement l'ancien massif granitique ayant émis les pegmatites. Dans ce cas, les gneiss oeillés, ou plus exactement le matériel granitique dont ils dérivent, appartiennent bien au 1er cyle orogénique.

Les gneiss oeillés ont très certainement subi les effets du métamorphisme blastomylonitique. Mais étant donné l'intensité du métamorphisme M_3 et la nature granitique du matériel broyé, les recristallisations métamorphiques ont été particulièrement importantes et ont effacé toute trace de structure blastomylonitique. Ce même phénomène d'oblitération s'observe dans les épibolites où, en dehors des quelques rares panneaux plus ou moins épargnés et des niveaux réfractaires, toutes les structures liées du métamorphisme blastomylonitique M_2 ont été totalement effacées.

Toutefois, il est probable que la granulation des feldspaths visible dans les gneiss oeillés, est due à la phase de déformation rupturelle de la blastomylonitisation et en représente les dernières traces.

C. Conclusion

En conclusion, il apparaît fort probable que le matériel granitique dont dérivent les gneiss oeillés s'est mis en place dans une série déjà métamorphisée, lors du 1er cycle orogénique et donc avant la phase de blastomylonitisation (1).

---

(1) En nous basant sur le degré métamorphique et l'état de déformation des roches, nous avions été amenés à distinguer (A. FERRAGNE, 1968) deux types d'orthogneiss, l'un très recristallisé, montrant des déformations superposées, et donc ancien (gneiss oeillés de Porto), l'autre, au contraire, presque indemne, à caractères ignés bien conservés, moins déformé, et donc tardif (gneiss oeillés de la Sanabria). En fait, toutes ces différences s'expliqueraient mieux en fonction de la position du front de la blastomylonitisation dans un même matériel.
Rappelons que, selon P. M. ANTHONIOZ (1969), ce front sépare deux domaines l'un blastomylonitique où, les phénomènes de réactivation étant importants, les formations résultantes sont polymétamorphiques, l'autre supra-blastomylonitique où, au contraire, les formations anciennes demeurent indemnes et apparaissent donc monométamorphiques.
Dans le cas particulier d'un matériel igné, le front de la blastomylonitisation séparerait deux domaines, l'un blastomylonitique et franchement gneissique (gneiss oeillé de Porto), l'autre suprablastomylonitique où les caractères ignés originaux seraient bien conservés (gneiss oeillé de la Sanabria).

Il s'agit là d'un caractère assez général dans les formations précambriennes de Galice où différents auteurs (I. PARGA-PONDAL, 1956 ; E. DEN TEX 1965 ; P. FLOOR, 1965 ; H. G. AVE LALLEMANT, 1965 ; D. E. VOGEL, 1967 ; A. VAN ZUUREN, 1969) ont également constaté l'existence d'un magmatisme acide plus ou moins important antérieur à la blastomylonitisation.

II. AGE DES DIFFERENTS METAMORPHISMES

L'âge précambrien du métamorphisme antéblastomylonitique (1er cycle orogénique) paraît très vraisemblable à première vue. En effet, ce métamorphisme se révèle antérieur à la mise en place des massifs granitiques dont dérivent les gneiss oeillés. Ces derniers supportent des terrains cambro-ordoviciens transgressifs et sont, par conséquent, plus anciens que ceux-ci.

L'âge des différents métamorphismes successifs apparus lors du 2ème cycle orogénique est beaucoup plus délicat à préciser. En effet, cette succession peut correspondre, soit aux phases précoce , principale et tardive d'un seul et même évènement métamorphique, soit, au contraire, à des métamorphismes nettement distincts et séparés dans le temps. En d'autres termes, cette succession peut résulter, soit d'un monométamorphisme polyphasé (ou plurimétamorphisme), soit d'un polymétamorphisme.

Nous allons donc envisager et discuter les âges probables des différents métamorphismes M_4, M_3 et M_2.

A. Le métamorphisme M_4

Le métamorphisme M_4, le plus récent, se rattache sans grande difficulté au métamorphisme hercynien. Il en présente les principaux caractères spécifiques, tels qu'ils ont été reconnus dans la série paléozoique.

C'est un métamorphisme de type basse pression, à andalousite. Les cristallisations métamorphiques, associées à un plissement d'intensité relativement faible (plis en chevrons) consistent surtout en une recristallisation de la schistosité antèrieure (arcs polygonaux). Rappelons que dans les schistes paléozoiques, les néocristallisations de plan axial ne se développent de façon généralisée que dans la mésozone inférieure.

Les migmatites, de type homogène, ont un développement tardif, postérieur au dernier plissement (plis en chevrons) et ne sont affectées par aucune déformation importante à caractère régional. Le front de la migmatisation, toujours étroit, se signale par un phénomène de muscovitisation local, mais intense et constant.

Selon ces caractères le métamorphisme M_4 semble bien avoir un développement tardif, tardi-tectonique. Comme il se superpose, en certains points, au métamorphisme antérieur M_3, il apparaît assez logique de le considérer comme une manifestation tardive de celui-ci. Dans la même optique, il est possible de considérer le métamorphisme M_2 comme un épisode précoce du métamorphisme M_3.

Diverses constatations sembleraient confirmer ce schéma évolutif.

1 - Les arcs polygonaux sont généralement considérés comme des déformations tardives, mais encore symétamorphes, de la schistosité issue de la phase principale d'un métamorphisme. Si l'on adopte cette interprétation, le métamorphisme M_4 accompagnant le plissement en chevrons serait bien l'expression tardive du métamorphisme M_3.

Il se trouve, précisément, que les plans de déformations des plissements 3 et 4 accompagnant les métamorphismes M_3 et M_4 montrent des orientations souvent voisines.

2 - L'ordre de développement des deux grands types de migmatites, hétérogènes et homogènes, correspond bien à la zonéographie, généralement admise dans ces formations. Selon K. R. MEHNERT (1968), notamment, la métatexie précède immédiatement la diatexie. Il se trouve que les métatexites de la série de Viana del Bollo sont effectivement antérieures aux migmatites homogènes (diatexites).

Toutefois, nous allons voir que le métamorphisme M_3 possède des caractères originaux qui le séparent très nettement du métamorphisme M_4.

B. Le métamorphisme M_3

Les caractères spécifiques originaux du métamorphisme M_3 ressortent très clairement d'une étude comparative avec le métamorphisme M_4.

1) Etude comparative

a)- De type barrovien, le métamorphisme M_3 se signale par un gradient thermique nettement plus faible que celui du métamorphisme M_4. Les conditions physiques ayant permis le début de la migmatisation sont respectivement :

- P = 6-7 kb et T = 660° pour M_3 ;
- P = 3,5-4 kb et T = 670° pour M_4.

Les valeurs très différentes des gradients thermiques se reflètent dans la cristallinité générale des ectinites et des migmatites et dans l'extension, l'importance, des zones de métamorphisme.

b)- Au cours du métamorphisme M_3 s'est manifestée une déformation "pénétrative" très importante qui a développé des plis serrés, de type semblable dans les niveaux réfractaires et des plis isoclinaux dans les formations moins compétentes. Cette déformation s'est accompagnée d'une intense cristallisation de plan axial, qui a conduit à l'apparition d'une schistosité S_3, bien réglée, effaçant toutes les structures anciennes (excepté dans les niveaux réfractaires).

Durant le métamorphisme M_4, à degré métamorphique comparable, les déformations associées à la schistosité ont été beaucoup moins importantes (plis en chevrons ou plis ouverts de grande amplitude). De ce fait, les néocristallisations de plan axial, c'est-à-dire la schistosité S_4, ont un développement plus limité, plus discret. Dans les schistes, cette schistosité S_4 ne devient importante et ne prend un aspect typiquement métamorphique que dans la mésozone inférieure. Dans les formations précambriennes (épibolites et gneiss oeillés) elle est pratiquement absente.

c)- De même, l'importance des zones de métamorphisme diffère notablement. On peut opposer la grande extension des épibolites, correspondant à une

migmatisation larvée, à l'étroitesse de la zone de transition entre ectinites ou épibolites et migmatites homogènes.

d)- Enfin, la comparaison des deux générations de migmatites issues des métamorphismes M_3 et M_4 conduit les constatations suivantes.

(+) - Les deux générations de migmatites paraissent nettement séparées dans le temps.
- Les épibolites sont contemporaines de la phase 3.
- Les migmatites homogènes se sont développées postérieurement à la phase 4.

Un laps de temps non négligeable, égal au moins à l'intervalle phase 3-phase 4, sépare les deux migmatisations.

(+) - Les aires de répartition des épibolites et des migmatites homogènes ne sont pas concentriques mais se recoupent et même apparaissent souvent indépendantes les unes des autres (carte H. T.).

Les épibolites constituent une bande allongée sensiblement nord-ouest - sud-est, de Bao à Pias.

Les migmatites homogènes se répartissent selon deux aires distinctes situées :
- l'une à l'Est, dans la moitié orientale de la Sierra Segundera, où elles se développent dans les épibolites, les gneiss oeillés et la série paléozoique ;
- l'autre à l'Ouest, dans la sierra de Queija (migmatites de Montederramo).

e)- Enfin, dans quelques cas, on observe la présence de migmatites hétérogènes, du type épibolites, à faible distance de schistes paléozoiques peu métamorphisés ; c'est le cas, notamment, dans la région de Bao et de San Miguel de Raigada, au Nord-Ouest de Viana del Bollo, où des gneiss oeillés migmatisés sont surmontés par des porphyroides de l' "Ollo de Sapo" et des schistes à peine métamorphiques (épizone supérieure, andalousite absente).

Une telle disposition évoque bien la transgression d'une série sédimentaire sur un socle migmatisé. Toutefois, la qualité médiocre des affleurements n'autorise pas une telle conclusion.

En conclusion, les données de terrain, dans la région étudiée révèlent donc, entre les deux métamorphismes M_3 et M_4 des différences importantes portant notamment sur :
- les conditions physiques ayant présidé à leur développement ;
- l'importance et la localisation des régions affectées.

Elles ne permettent malheureusement pas de déterminer de façon certaine s'il y a mono- ou polymétamorphisme. C'est là un problème que seule, en dernier ressort, une étude géochronologique peut résoudre.

2) Etude géochronologique

Une étude géochronologique par la méthode au strontium, conduite par le Laboratoire de Géochronologie de l'Université de Clermont-Ferrand (France) a porté sur une série d'échantillons, d'une part, des migmatites de

la série de Viana del Bollo et, d'autre part, des orthogneiss du massif de Porto.

Les résultats analytiques de cette étude sont rassemblés dans les tableaux I et II.

a)- Migmatites de la série de Viana del Bollo

- Les différentes roches totales se répartissent sur une isochrone (fig. 50) dont les caractéristiques sont les suivantes :

. t = 475 MA.
. $^{87}Sr/^{86}Sr$ i = 0,7109
. La valeur de $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour $^{87}Rb/^{86}Sr$ = 3 est de 0,7318

- L'âge de la biotite, calculé au strontium conventionnel, apparaît nettement plus jeune :

. t = 275 MA.

- La muscovite se place sur une isochrone ayant les caractéristiques suivantes :

. t = 275 MA.
. $^{87}Sr/^{86}Sr$ i = 0,7153

b)- Orthogneiss du massif de Porto

- L'isochrone sur laquelle s'alignent les roches totales (fig. 51) présente les caractéristiques suivantes :

. t = 470 MA.
. $^{87}Sr/^{86}Sr$ i = 0,7127

- Les différents minéraux s'alignent sur une isochrone dont les caractéristiques sont les suivantes :

. t = 270 MA.
. $^{87}Sr/^{86}Sr$ i = 0,7240

c)- Ces différents résultats appelent les remarques suivantes :

(+) - L'âge mesuré sur les micas (épibolites de la série de Viana del Bollo), minéraux très sensibles à un rajeunissement métamorphique, correspond, à coup sûr, au dernier métamorphisme M_4. Celui-ci se trouve donc bien daté de l'hercynien et plus précisément de la fin du Carbonifère (phase asturienne).

(+) - L'âge mesuré par isochrone de roches totales dans la série de Viana del Bollo correspond logiquement au métamorphisme M_3 et à la migmatisation. Toutefois, une migmatisation d'âge calédonien paraît peu vraisemblable compte tenu des conditions physiques nécessaires à un tel phénomène et de la position structurale de la série de Viana del Bollo à cette époque. En effet, la pression et la température ayant présidé à la migmatisation ont été, respectivement, de l'ordre de 6 à 7 kb et de 660 à 680°. Or, au Calédonien, la couverture des terrains paléozoiques était réduite aux seuls dépôts cambriens et ordoviciens inférieurs (Arénig). L'épaisseur de cet ensemble n'a certainement pas dépassé quelques milliers de mètres et, de ce fait, la valeur de la pression lithostatique n'a pas pu atteindre 6 ou 7 kb.

Pour expliquer le développement d'une migmatisation calédonienne,

	1 N° Labo.	2 X	3 Y	4 Rb	5 Sr	6 $^{87}Rb/^{86}Sr$	7 $^{87}Sr/^{86}Sr$
ROCHES TOTALES	R 2497	3° 17' 15" W	42° 08' 53" N	136	249	1,58 ± 0,050	0,7222 ± 0,0012
	R 2498	3° 17' 15" W	42° 08' 53" N	90	229	1,13 ± 0,036	0,7183 ± 0,0003
	R 2499	3° 17' 15" W	42° 08' 53" N	102	243	1,22 ± 0,046	0,7202 ± 0,0009
	R 2501	3° 17' 15" W	42° 08' 53" N	107	298	1,29 ± 0,041	0,7201 ± 0,0008
	R 2502	3° 17' 15" W	42° 08' 53" N	175	198	2,56 ± 0,083	0,7285 ± 0,0006
	R 2503	3° 17' 15" W	42° 08' 53" N	148	238	1,80 ± 0,043	0,7230 ± 0,0007
	R 2504	3° 17' 15" W	42° 08' 53" N	65	448	0,42 ± 0,014	0,7146 ± 0,0005
	R 2505	3° 17' 15" W	42° 08' 53" N	40	408	0,28 ± 0,009	0,7126 ± 0,0006
	R 2506	3° 17' 15" W	42° 08' 53" N	51	331	0,45 ± 0,014	0,7144 ± 0,0006
	R 2507	3° 17' 15" W	42° 08' 53" N	44	766	0,16 ± 0,005	0,7115 ± 0,0007
	R 2508	3° 17' 15" W	42° 08' 53" N	37	209	0,50 ± 0,016	0,7141 ± 0,0006
MINERAUX	B 2497	3° 17' 15" W	42° 08' 53" N	410	9,91	120 ± 4	1,1966 ± 0,0013
	M 2497	3° 17' 15" W	42° 08' 53" N	171	78	6,33 ± 0,20	0,7401 ± 0,0006

TABLEAU 1 - Etude géochronologique des migmatites de la série de Viana del Bollo par la méthode au strontium : résultats analyliques.

1 : Numéro de détermination sur le registre des déterminations au strontium du Département de Géologie de l'Université de Clermont.

2 et 3 : Coordonnées géographiques du point de prélèvement de l'échantillon

4 : Teneur en rubidium en microgramme par gramme d'échantillon.

5 : Teneur en strontium en microgramme par gramme d'échantillon.

6 : Rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$

7 : Rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$

Les minéraux analysés sont la biotite (B) et la muscovite (M)

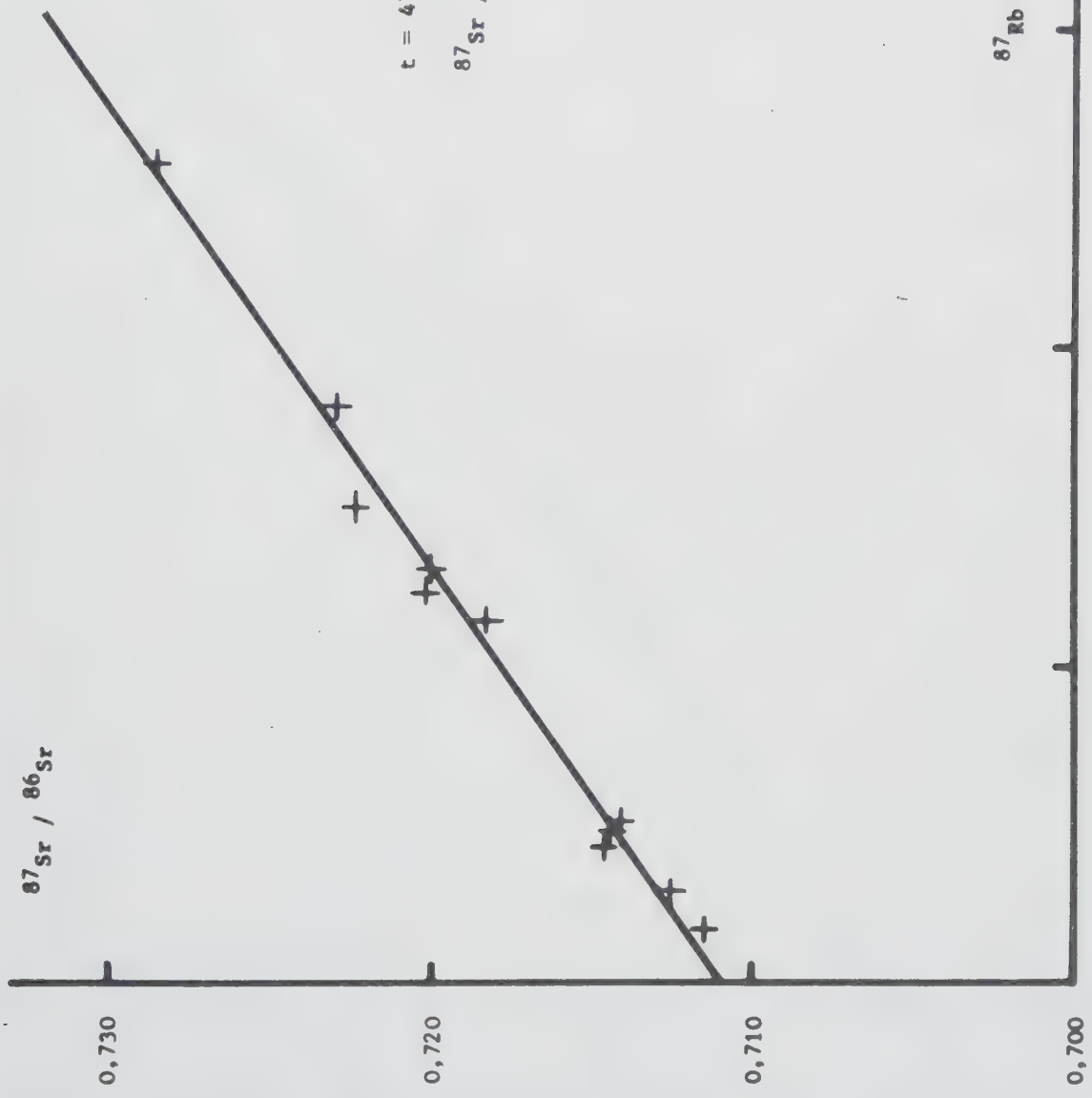


Figure 50. Migmatites de la série de Viana del Bollo. Isochrone roches totales.
($\lambda = 1,47.10^{-11}.an^{-1}$)

	1 N° Labo.	2 X	3 Y	4 Rb	5 Sr	6 $^{87}Rb / ^{86}Sr$	7 $^{87}Sr / ^{86}Sr$
ROCHES TOTALES	R 2496	3° 17' 14" W	42° 10' 04" N	102	1536	0,19 ± 0,007	0,7113 ± 0,0012
	R 2512	3° 13' 44" W	42° 09' 46" N	142	154	2,67 ± 0,085	0,7333 ± 0,0007
	R 3664	3° 12' 50" W	42° 09' 45" N	63	251	0,72 ± 0,023	0,7175 ± 0,0006
	R 3667	3° 12' 50" W	42° 09' 45" N	146	170	2,48 ± 0,079	0,7288 ± 0,0007
	R 3671	3° 13' 25" W	42° 09' 04" N	166	124	3,88 ± 0,125	0,7381 ± 0,0009
	R 3676	3° 15' 17" W	42° 13' 42" N	187	334	1,62 ± 0,053	0,7246 ± 0,0007
	R 3679	3° 23' 40" W	42° 13' 00" N	219	57	11,22 ± 0,367	0,7901 ± 0,0008
MINERAUX	B 2512	3° 13' 44" W	42° 09' 46" N	487	22,2	63,36 ± 2,00	0,9474 ± 0,0103
	M 2512	3° 13' 44" W	42° 09' 46" N	248	25,2	28,55 ± 0,892	0,8308 ± 0,0090
	FK_1 2512	3° 13' 44" W	42° 09' 46" N	262	316	2,40 ± 0,080	0,7320 ± 0,0009
	FK_2 2512	3° 13' 44" W	42° 09' 46" N	198	402	1,42 ± 0,047	0,7299 ± 0,0007
	Ap 2512	3° 13' 44" W	42° 09' 46" N	94	130	2,09 ± 0,066	0,7299 ± 0,0007

TABLEAU II - Etude géochronologique des gneiss oeillés du massif de Porto par la méthode au strontium : résultats analytiques.

(Même légende que le tableau I)

Les minéraux analysés sont la biotite (B), la muscovite (M), le feldspath potassique (échantillon moyen FK_1 et monocristal FK_2) et l'apatite (Ap).

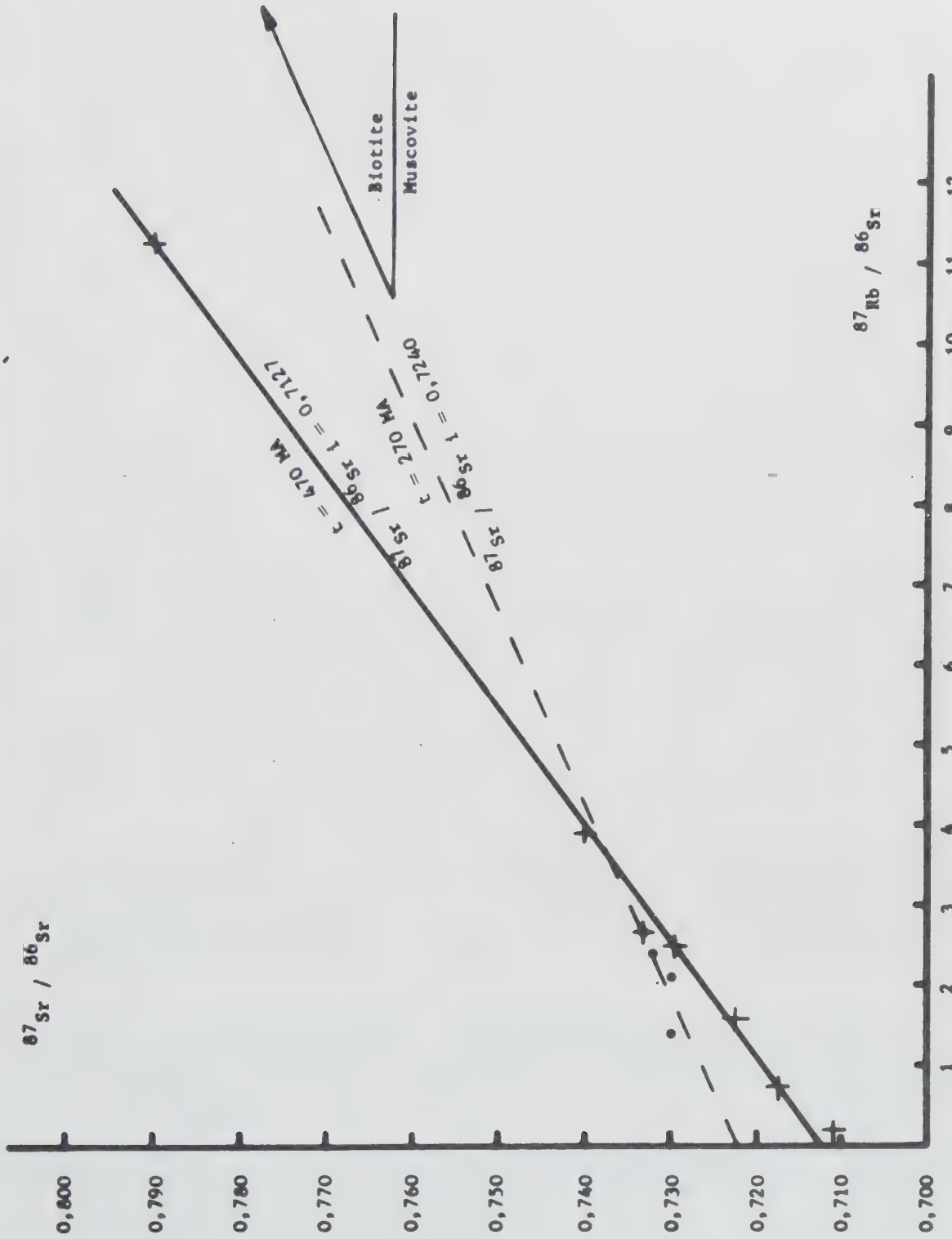


Figure 51. Orthogneiss du massif de Porto. Isochrones roches totales (+) et minéraux (o).

($\lambda = 1,47.10^{-11}.an^{-1}$)

il faudrait donc faire appel à des phénomènes de surpression tectonique et admettre également l'existence d'un gradient géothermique très élevé. De tels phénomènes ne sont évidemment pas impossibles mais demeurent, pour l'instant, tout à fait hypothétiques.

Bien que la valeur du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ i de l'isochrone 475 MA. soit relativement basse (0,7109), il est plus vraisemblable de penser que cet âge calédonien correspond à un rajeunissement métamorphique.

(+) - L'âge calédonien mesuré dans les orthogneiss du massif de Porto peut correspondre :

- soit à la mise en place du granite ancien ;
- soit au métamorphisme ultérieur ayant affecté ce granite.

La première solution peut être écartée à coup sûr. Les orthogneiss sont en effet recouverts par des dépôts transgressifs cambro-ordoviciens (540 à 500 MA.) et ne peuvent donc pas dériver d'un granite de 470 MA. De plus l'histoire structurale et métamorphique, particulièrement complexe, de ces orthogneiss s'accorde mal avec une mise en place aussi jeune du granite. Rappelons que celle-ci, selon les études de terrain, se situe dans un cycle orogénique ancien d'âge précambrien.

On est obligé d'admettre que, comme pour la série de Viana del Bollo, l'âge de 470 MA correspond à un rajeunissement métamorphique.

(+) - L'âge exact du métamorphisme M_3 et de la migmatisation associée reste donc à préciser. Il se révèle comme étant au moins calédonien, mais très vraisemblablement plus ancien, probablement précambrien. Ce résultat confirme que <u>la migmatisation hétérogène</u> (métatexie) <u>est antéhercynienne et, par conséquent, tout à fait distincte de la migmatisation homogène</u> (diatexie) <u>liée au cycle hercynien</u>.

De même, l'âge exact de la mise en place du granite ancien, dont dérivent les orthogneiss, demeure encore indéterminé.

(+) - L'existence d'un rajeunissement métamorphique d'âge calédonien et d'un métamorphisme précambrien pose divers problèmes.

o - <u>Existence d'un métamorphisme calédonien</u>

Dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, de nombreuses formations métamorphiques donnent des âges calédoniens, compris entre 430 et 460 MA (H. N. A. PRIEM et coll., 1970). On y rencontre également d'importantes formations magmatiques acides (granites alcalins et hyperalcalins) datées de l'Ordovicien.

L'existence de ces âges calédoniens conduit à admettre l'existence d'un métamorphisme calédonien, solution envisagée par certains auteurs (OEN I. S., 1970). Toutefois, un tel métamorphisme n'a pas encore été reconnu avec certitude sur le terrain.

o - <u>Existence d'un métamorphisme précambrien</u>

L'existence d'un métamorphisme précambrien dans cette partie de la Galice pose le problème des relations de la série de Viana del Bollo avec les domaines précambriens voisins et notamment avec la série du dôme de Lugo.

Celle-ci est située à environ 50 km au Nord-Ouest de Viana del Bollo. Si on se réfère aux travaux récents de R. CAPDEVILA (1969), certains de ces caractères lithologiques (présence de grauwackes feldspathiques, de gneiss à amphibole en gerbes et d'amphibolites) apparaissent très semblables à ceux de la série de Viana del Bollo. Toutefois, selon cet auteur, la série du dôme

de Lugo n'a été affectée que par un métamorphisme d'âge hercynien.

L'absence de métamorphisme précambrien dans la série du dôme de Lugo pourrait alors s'expliquer de plusieurs manières.

- Le métamorphisme précambrien, tel qu'il s'est développé dans la région étudiée, ne s'est pas manifesté dans la série du dôme de Lugo. Celle-ci correspondrait alors, soit à la partie supérieure non métamorphique d'un bâti précambrien, dont la série de Viana constituerait la partie profonde, soit à une série totalement distincte, déposée après le métamorphisme précambrien M_1, qui représenterait alors un Précambrien jeune.

- Le métamorphisme précambrien s'est bien développé dans la série du dôme de Lugo, mais ses effets ont été confondus avec ceux du métamorphisme hercynien.

C. Le métamorphisme M_2

L'âge du métamorphisme blastomylonitique M_2 apparaît bien problématique après les difficultés rencontrées pour dater le métamorphisme M_3. Le seul fait certain, bien établi est son antériorité par rapport à la migmatisation hétérogène, donc au métamorphisme M_3.

La blastomylonitisation est généralement considérée, dans les autres régions de Galice, comme un phénomène essentiellement hercynien (E. DEN TEX, 1965 ; P. FLOOR 1966 ; D. E. VOGEL, 1967 ; A. VAN ZUUREN 1969). Toutefois, pour P. M. ANTHONIOZ (1969), cette blastomylonitisation et la migmatisation hétérogène qui la suit ont un âge précambrien.

L'existence d'une migmatisation antécalédonienne et très certainement précambrienne qui affecte les blastomylonites prouve que la blastomylonitisation est sans aucun doute précambrienne.

Blastomylonitisation et migmatisation hétérogène apparaissent toutes deux d'âge précambrien et la question se pose de savoir si elles correspondent à deux évènements métamorphiques distincts, ou à deux stades successifs d'un même métamorphisme, ainsi que l'a proposé P. M. ANTHONIOZ (1969) pour les blastomylonites du Portugal. Cette dernière solution apparaît, en effet, comme la plus vraisemblable, le broyage ayant certainement facilité les échanges chimiques et la remobilisation ultérieure.

Dans la série de Viana del Bollo, la blastomylonitisation s'est manifestée dans des conditions métamorphiques franchement mésozonales, proches de celles de la migmatisation. Celle-ci a fort bien pu se développer immédiatement après la blastomylonitisation. De ce fait, les métamorphismes M_2 et M_3 distingués sur le terrain correspondraient, en fait, à deux stades d'un même évènement métamorphique.

D. En conclusion

L'histoire métamorphique des formations précambriennes de la Sierra Segundera se résume de la façon suivante:

1) Au Précambrien

- métamorphisme ancien de type haute pression (métamorphisme antéblastomylonitique M_1)
- réactivation lors d'un second cycle orogénique, se traduisant par un métamorphisme blastomylonitique (M_2) suivi d'une migmatisation hétérogène liée à un métamorphisme de type barrovien (M_3)

2) Au Paléozoique

- rajeunissement métamorphique à 470-475 MA (métamorphisme calédonien ?)
- métamorphisme hercynien de type basse pression (M_4) à 270-275 MA.

III. AGE DES PLISSEMENTS

Les corrélations entre les différentes phases de plissements reconnues, d'une part, dans le Précambrien de la Sierra Segundera (phases Pk_2, Pk_3 et Pk_4) et, d'autre part, dans la série paléozoique du synclinal de Verin (phases Pa_1, Pa_2 et Pa_3) s'établissent aisément.

A. Les phases Pk_2 et Pk_3 se rapportent sans difficultés au Précambrien. En effet, la phase Pk_3 se trouve datée par le métamorphisme M_3 d'âge antéhercynien, très certainement précambrien, qui lui est associé.

B. Seule la phase Pk_4 (plis en chevrons) est susceptible de correspondre à l'une des phases Pa_1, Pa_2 et Pa_3. Cette phase est associée au métamorphisme M_4 d'âge hercynien, lui-même lié, dans le Paléozoique, à la phase Pa_2. Elle est donc bien l'homologue de la phase Pa_2. Les études de terrain ont d'ailleurs bien montré les nombreux caractères communs à ces deux phases (direction du plan de déformation, style et intensité des plissements, etc ...).

C. Il reste à expliquer l'absence, du moins en apparence, des phases Pa_1 et Pa_3 dans les formations précambriennes. En effet, la phase Pa_1, pourtant bien marquée dans le Cambro-Ordovicien, paraît absente dans le socle tandis que la phase Pa_2 est largement développée tant dans le Paléozoique que dans le Précambrien.

1) La phase Pa_1, d'âge tectonique, correspond dans le Paléozoique, à des plissements superficiels, développés dans une série peu épaisse et sous une charge très réduite. A ce niveau structural supérieur, le socle a été soumis à une tectonique cassante et ses déformations se sont probablement limitées à une fracturation et à des mouvements relatifs de blocs le long de failles ou de flexures.

Ainsi, par exemple, à l'Ouest du synclinal de Verin, dans la ré-

gion de Celanova, un bloc cristallin a été soulevé et ses produits d'érosion ont alors alimenté les dépôts détritiques grossiers du Silurien.

Ces failles ou flexures ont été, le plus souvent, cicatrisées par la migmatisation hercynienne et leur orientation originelle reste difficile à déterminer. Toutefois, certaines d'entre elles pourraient avoir été localement épargnées : ce serait le cas de la faille de Ribadavia (direction N. 140°-150° et pendage 70°-80° vers le Sud-Ouest). Il est fort probable que ces accidents longitudinaux, de direction N. 130° - N. 150° ont permis le rejeu des blocs de socle à différentes époques et notamment au cours des phases Pa_2 et Pa_3. Ils expliqueraient le caractère homoaxial des divers plissements successifs dans la série paléozoique.

2) Le développement de la phase Pa_2 dans un matériel induré comme les épibolites ou les gneiss oeillés s'explique par l'existence d'un climat métamorphique (métamorphisme hercynien). Les conditions physiques favorables ont permis une déformation souple accompagnée de recristallisation (biotite des arcs polygonaux, quartz).

La grande abondance des chevrons dans les épibolites est sans doute due à la structure régulièrement litée de ces dernières. Les nombreux lits micacés ont favorisé les glissements entre couches et la formation des plis. Dans les gneiss oeillés, matériel plus homogène et moins micacé, le développement des chevrons s'est cantonné dans des zones déterminées.

3) Enfin, la phase Pa_3 se marque dans le Paléozoique par des ondulations à grand rayon de courbure. Elle provoque donc le gauchissement de la schistosité issue de la phase Pa_2 et l'individualisation de vastes structures synclinales (synclinal de Verin) et anticlinales (anticlinal de la Sierra de Queija et de la Sierra Segundera).

Dans le socle précambrien, cette phase a également provoqué un gauchissement des structures de la phase Pk_4 et se traduit principalement par la dispersion des plans axiaux des chevrons.

4) En conclusion, la succession des différentes phases de déformation dans le socle précambrien et dans la série paléozoique se schématise de la façon suivante :

PALEOZOIQUE	PRECAMBRIEN	
PHASE Pa_3 Ondulations à grand rayon de courbure	Gauchissement des structures antérieures (dispersion du plan axial des chevrons)	
PHASE Pa_2 Déformation souple en plis en genoux et crénulation à plan axial subhorizontal	PHASE Pa_4 Déformation souple en plis ouverts ou en chevrons à plan axial subhorizontal	
PHASE Pa_1 Déformation souple en plis redressés	Failles et flexures Mouvements relatifs de blocs	
	PHASE Pk_3 Déformation souple en plis couchés	PRECAMBRIEN RECENT
	PHASE Pk_2 Déformation rupturelle Déformation souple en plis couchés (blastomylonitisation)	PRECAMBRIEN RECENT
	PHASE Pk_1	PRECAMBRIEN ANCIEN

TROISIEME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES

ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA PROVINCE D'ORENSE

Après avoir dressé un inventaire aussi précis et complet que possible des principaux traits stratigraphiques, structuraux et métamorphiques de la province d'Orense, nous nous proposons de reconstituer l'histoire géologique de cette région. Cette reconstitution historique, certainement imparfaite, ne prétend être rien de plus qu'un essai susceptible d'être modifié et perfectionné.

L'histoire géologique de cette région s'étend sur une longue période allant du Précambrien à la fin du Paléozoique. (tableau III)

A. Le Précambrien

Le Précambrien de la province d'Orense est constitué par des formations métamorphiques d'origines variées, soit para- (série de Viana del Bollo), soit ortho- (gneiss oeillés du massif de Porto). Ces formations ont subi une évolution complexe au cours de différents cycles orogéniques précambriens et hercynien .

Deux grands cycles orogéniques précambriens peuvent être reconnus correspondant, le premier à un cycle complet avec sédimentation, métamorphisme régional et magmatisme, le second à une réactivation tectonique et métamorphique du matériel précédemment élaboré.

1) Le premier cycle

Il débute par le dépôt d'une série sédimentaire essentiellement gréso-pélitique, avec des différenciations lithologiques nombreuses et variées telles que grauwackes, quartzites, marnes, calcaires gréseux ou dolomitiques. Cette variété dans la lithologie a été conservée malgré les métamorphismes successifs et se retrouve encore dans la série de Viana del Bollo.

Cette série sédimentaire a été soumise à un métamorphisme régional M_1 qui a atteint la mésozone et, probablement, la catazone (présence de plagioclase antiperthitique). La nature des minéraux résiduels (disthène et grenat) donne à penser que ce métamorphisme s'est instauré dans des conditions de pression élevée (métamorphisme de type intermédiaire haute pression).

Postérieurement, un magmatisme essentiellement acide s'est manifesté, qui a mis en place dans ces ectinites, d'une part des massifs de roches

	AGE	SEDIMENTATION	TECTONIQUE		METAMORPHISME		MAGMATISME
			PALEOZOIQUE	PRECAMBRIEN	PALEOZOIQUE	PRECAMBRIEN	
PALEOZOIQUE			Relèvement axial des plis				Microgranodiorites Granodiorites Granites alcaline
			Pa_3 : 2ème phase hercynienne (asturienne) Ondulations à grand rayon de courbure		Migmatisation homogène		
	Carbonifère	?	Pa_2 : 1ère phase hercynienne (sudète)		M_4 : métamorphisme de basse pression		
			Plis en genoux et plis couchés Schistosité S_2	Plis en chevrons (arcs polygonaux)			
	Dévonien	?					
	Silurien	Schistes et quartzites Grauwackes et psammites					Volcanisme acide
		Erosion	Pa_1 : phase taconique (s. l.)				
			Plis droits	Faille			
	Ordovicien	Schistes Quartzites Schistes					
						Rajeunissement métamorphique (sarde ?)	
	Cambro-Ordovicien	Porphyroides de l' "Oeil de Sapo"					Volcanisme acide ?
	Cambrien Infracambrien ?	Arénisation Pénéplanation Erosion		Epeirogénèse			
PRECAMBRIEN	2ème cycle			Pk_3 : plis couchés		M_3 : métamorphisme intermédiaire de haute pression et migmatisation hétérogène	
				Pk_2 : cataclase et plis isoclinaux		M_2 : métamorphisme blastomylonitique	
	1er cycle	Série gréso-pélitique (schistes, grès, grauwackes, marnes, calcaires)		Pk_1 : plissement isoclinal ?		M_1 : métamorphisme intermédiaire de haute pression	Granites et microgranites Pegmatites Filons basiques

TABLEAU III - Essai de reconstitution de l'histoire géologique de la province d'Orense

granitiques et, d'autre part, des filons acides (pegmatites)..

Les roches granitiques (granites porphyroides et microgranites porphyriques) sont à l'origine des orthogneiss (gneiss oeillés du massif de Porto, gneiss oeillés de la Sanabria). Elles contiennent des enclaves microgrenues ou de nature basique et montrent localement des faciès monzodioritiques à dioritiques (lamprophyre ?) ou acide (pegmatites).

Les formations filoniennes les plus abondantes dans les ectinites sor représentées par des pegmatites à muscovite, tourmaline et grenat. Mais il semble bien que des filons plus importants ou des apophyses granitiques se soie mis en place, ainsi que quelques filons de nature basique (lamprophyre), au voisinage des grands massifs.

Cet ensemble mixte, composé de roches métamorphiques et ignées, a été réactivé, métamorphisé et migmatisé dans un second cycle orogénique.

2) Le second cycle

Il se marque par un métamorphisme dynamique, blastomylonitique (M_2), au cours duquel se sont exercées, une déformations rupturelle consistant en une intense microcataclase, une déformation souple en régime tangentiel (Pk_2) et une recristallisation métamorphique. Cette dernière s'est développée dans des conditions mésozonales et a conduit à la formation d'un complexe de blastomylonites d'origine mixte, para- (gneiss oeillés fins) et ortho- (gneiss leucocrates, gneiss oeillés).

Ces blastomylonites ont été ensuite soumises à un métamorphisme de type intermédiaire de haute pression (M_3) accompagné d'un plissement en régime tangentiel (Pk_3). Une importante migmatisation de type hétérogène s' est développée, notamment dans les blastomylonites d'origine para-, et a abouti à la formation d'un complexe d'épibolites (épibolites de la série de Viana del Bollo). Ces blastomylonites, presque complètement oblitérées par le métamorphisme M_3 et la migmatisation n'apparaissent plus que sous forme de rares panneaux disséminés et isolés au sein des épibolites.

Les blastomylonites d'origine ortho- ont été également touchées par cette migmatisation. Toutefois, la fraction mobilisée y est moins importante que dans les paragneiss. Elles ont conservé de ce fait leur faciès oeillé.

Une longue période de temps sépare ce second cycle précambrien des premiers dépôts paléozoiques. Au cours de cette période, la partie supérieure de l'édifice précambrien a été enlevée par l'érosion, laissant affleurer les orthogneiss (gneiss oeillés du massif de Porto et de la Sanabria) et probablement les paragneiss (épibolites de la série de Viana del Bollo).

B. Le Paléozoique

Au début de l'ère paléozoique, les terrains précambriens, formés en majeure partie dans la région étudiée de gneiss oeillés, se présentent comm un socle plus ou moins complètement arrosé. Ce socle constitue dans la Péninsule Ibérique un vaste domaine géanticlinal émergé (bloc galaico-castillan) orienté nord-ouest-sud-est, sur lequel va s'avancer la transgression cambro-ordovicienne.

Dans ce domaine émergé, durant le Cambrien, mais peut-être aussi durant l'Infracambrien, un processus d'arénisation s'est développé aux dépens des orthogneiss. Lors de la transgression paléozoique, les arènes ainsi formées ont été, soit remaniées sur place, soit faiblement transportées, puis sédimentées. Les arkoses ainsi déposées, à faciès de porphyroides (yeux de quartz et de feldspath), à matrice phylliteuse plus ou moins importante, constituent la série de l' "Ollo de Sapo". Celle-ci correspond au conglomérat de base du Paléozoique et plus précisément du Cambro-Ordovicien.

Les arkoses de la série de l' "Ollo de Sapo" sont surmontées en continuité par un ensemble de schistes et de quartzites, d'une extension très régulière et comprenant :

- les schistes gris à gris bleu cambro-ordoviciens (Cambrien supérieur à Trémadoc) ;
- les grès et quartzites à Cruziana de l'Arénig ;
- les schistes gris à noir du Llandeilo.

La limite Ordovicien-Silurien correspond à une période de grande instabilité, marquée par :

- le plissement de la série cambro-ordovicienne précédemment déposée (plissements taconiques s. l.) (Pa_1) ;
- un changement radical de la nature des apports détritiques.

Le Cambro-Ordovicien a été déformé par des plis de grande amplitude, à plan axial redressé, subvertical. Il a été soumis à une érosion parfois importante qui, localement, atteint presque les grès de l'Arénig.

Les premiers dépôts siluriens contrastent avec ceux du Llandeilo par leur caractère souvent grossier, voire conglomératique, et par leur nature grauwackeuse ou psammitique. Ces dépôts terrigènes, par leur nature et leur répartition paléogéographique, prouvent la surrection d'un socle cristallin situé à l'Ouest et au Nord-Ouest de Verin. Cette remontée d'un socle précambrien, suivie d'une importante érosion, témoigne d'une fracturation et d'un rejeu vertical de blocs cristallins en Galice occidentale. En Galice orientale, ces phénomènes apparaissent beaucoup plus atténués et se traduisent, dans le Paléozoique, par de simples mouvements épéirogéniques.

Le Silurien supérieur se marque par :

- un retour à une sédimentation détritique fine avec toutefois des épisodes encore grossiers (quartzites) ;
- un volcanisme acide, localement puissant.

En outre, la mer silurienne s'est avancée vers l'Ouest et le Nord Ouest et a recouvert le socle précédemment exhaussé et érodé ainsi que le prouve le dépôt de la série silurienne de Celanova sur un substratum précambrien.

Les termes les plus élevés de la série paléozoique de Verin sont constitués par des schistes d'âge mal définis probablement silurien.

Le Dévonien et le Carbonifère, inconnus dans la région étudiée, mais présents plus au Nord (régions de Quiroga et de Barco de Valdeoras), se sont certainement déposés, mais ont dû être enlevés par l'érosion.

Au Carbonifère, l'ensemble socle précambrien-couverture paléozoique a été affecté par la première phase tectonique hercynienne Pa_2 (phase sudète). Celle-ci correspond à une déformation en régime tangentiel, à plan déversé vers le Nord-Est, contemporaine d'un métamorphisme régional M_4, de type basse pression (métamorphisme à andalousite-sillimanite).

Dans le socle précambrien, la schistosité S_3 des paragneiss et des orthogneiss a été plissée en chevrons. Ce plissement ayant eu lieu en climat métamorphique (M_4), cette schistosité ancienne a été déformée en arcs polygonaux.

Dans le Paléozoique, cette première phase hercynienne a développé des plis en genoux dans le Cambro-Ordovicien et des plis isoclinaux dans le Silurien avec une schistosité de plan axial soulignée par des recristallisations métamorphiques.

Une migmatisation de type homogène (diatexie) a débuté dans les parties profondes de l'édifice Précambrien-Paléozoique. Généralement cantonnée dans le Précambrien, elle a localement atteint la base du Paléozoique (région de Montederramo).

La deuxième phase tectonique hercynienne Pa_3 (phase asturienne) a déformé la schistosité issue de la première phase, en plis à grand rayon de courbure et déterminé l'individualisation de vastes domaines anticlinaux (anticlinal de la Sierra de Queija-Manzaneda et de la Sierra Segundera) et synclinaux (synclinal de Verin). Durant cette phase, des granites alcalins se sont mis en place, en massifs généralement concordants, dans ces domaines anticlinaux.

Enfin, postérieurement à la seconde phase, se sont individualisés des massifs recoupants de granodiorites et de microgranodiorites.

BIBLIOGRAPHIE REGIONALE

ADARO L. DE et JUNQUERA G. (1916) - Criaderos de hierro de España.
Mem. Inst. geol. Esp., t. 2, Hierros de Asturias, 160 p.

ANTHONIOZ P. M. (1965) - Géologie sommaire de la région de Morais (Trás-Os-Montes, Portugal).
Leidse Geol. Med. Leiden, 1966, t. 36, pp. 301-304.

ANTHONIOZ P. M. (1966) - Note préliminaire sur la géologie de l'unité de Bragança. Ses relations avec l'unité de Morais et le contexte régional.
Bol. Soc. Geol. Portugal, 1968, t. 16, pp. 221-226.

ANTHONIOZ P. M. (1967) - a) Les brèches tectoniques dans les unités de Bragança et de Morais (province de Tras-os-Montes, Nord-Est du Portugal)
C. r. Acad. Sci. Paris, D, 1967, t. 264, pp. 233-236.

b) L'unité de Bragança (Trás-os-Montes, Portugal) : métamorphisme et tectonique.
C. r. Acad. Sci. Paris, D, 1967, t. 264, pp. 540-543.

ANTHONIOZ P. M. (1968) - Considérations sur le métamorphisme blastomylonitique dans l'unité de Bragança (Tras-os-Montes, Portugal). Position tectonique des complexes granulitiques nord-portugais.
A. Univ. Ass. Région. Et. Rech. Sci. Reims, 1968. t. 6, pp. 71-76.

ANTHONIOZ P. M. (1969) - Etude pétrographique et structurale des régions de Morais et de Bragança (Nord-Est du Portugal).
Thèse ronéo. Poitiers, 311 p.

ANTHONIOZ P. M. et FERRAGNE A. (1967) - Sur la présence d'orthogneiss en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne).
C. r. Acad. Sci. Paris, D, 1967, t. 265, pp. 848-851.

ANTHONIOZ P. M. et FERRAGNE A. (1969) - Réflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations oeillées dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 269, pp. 138-141.

AVE LALLEMANT H. G. (1965) - Petrology, petrofabrics and structural geology of the Sierra de Outes-Muros region (Prov. La Coruña, Spain).
Leidse Geol. Med., t. 33, pp. 147-175.

BARROIS C. H. (1882) - Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice.
Mem. Soc. géol. Nord, t. 2, pp. 1-630.

BARRON L. et SAMPELAYO A. H. (1956) - Nota sobre la investigacion de los aluviones de la Laguna de Antela en Ginzo de Limia (Orense)
Not. Comun. Inst. geol. minero. Esp., t. 44, pp. 74-88

BRINK A. H. (1960) - Petrology and ore geology in the Vila Real, Sabrosa, Vi Pouça de Aguiar région, Northern Portugal.
Comun. Serv. geol. Port., t. 43, pp. 5-144

CAPDEVILA R. (1964) - Sur le contrôle lithologique et structural du granite de Guitiriz (Lugo Espagne).
C. r. Acad. Sci. Paris, D. t. 258, pp. 5682-5684

CAPDEVILA R. (1965) - Sur la géologie du Précambrien et du Paléozoique dans la région de Lugo et la question des plissements assyntiques et sardes en Espagne.
Not. Comun. Inst. geol. minero. Esp., t. 80, pp. 157-174

CAPDEVILA R. (1967) - Extension du métamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturies, Léon).
C. r. géol. Fr. pp. 227-279

CAPDEVILA R. (1968) - a) Réponse aux observations de M. L. U. de Sitter
C. r. géol. Fr., p. 53

b) Zones de métamorphisme régional progressif dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (Espagne).
C. r. Acad. Sci. Paris, D. t. 266, pp. 309-312

c) Les types de métamorphisme "intermédiaire de basse pression" dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (Espagne).
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 266, pp. 1924-1927

CAPDEVILA R. (1969) - Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (N. W. de l'Espagne).
Thèse ronéo. Montpellier, 430 p.

CAPDEVILA R. et FLOOR P. (1970) - Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne.
Bol. geol. minero. Esp., t. 81, pp. 215-225

CAPDEVILA R. et VIALETTE Y. (1965) - Premières mesures d'âge absolu effectuées par la méthode au strontium sur les granites et micaschistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne).
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 260, pp. 5081-5083

CARLE W. (1950) - Resultado de investigaciones geologicas en las formaciones antiguas de Galicia.
Publ. extranjeras. Geol. Esp., t. 5, pp. 61-90

CARRINGTON DA COSTA (1948) - Tectonique du Portugal.
Rep. 18 th. Intern. Geol. Congr. London, part. 13, pp. 45-51

CARRINGTON DA COSTA J. (1954) - Les mouvements calédoniens et prémonitoires hercyniens dans la Péninsule Ibérique.
C. r. 19e Congr. géol. intern. Alger. 1952, pp. 201-210

COMTE P. (1937) - La série cambrienne et silurienne du Léon (Espagne).
C. r. Acad. Sci., t. 204, pp. 604-606

COMTE P. (1959) - Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique.
Mem. Inst. geol. minero. Esp., n° 60, 440 p.

DELGADO J. F. (1905) - Contribuçoes para o estudo dos terrenos paleozoicos.
Comun. Serv. geol. Port., t. 3, pp. 55-64

DELGADO J. F. N. (1908) - Système silurique du Portugal : étude de stratigraphi paléontologique.
Mem. Comis. Serv. geol. Port., 247 p.

DROT J. et MATTE Ph. (1967) - Sobre la presencia de capas del Devoniano en el limite de Galicia y Leon (N. W. de España).
Not. Comun. Inst. geol. minero. Esp., t. 93, pp. 87-92.

FERRAGNE A. (1966) - a) Sur les conditions du métamorphisme et de la migmatisation de la série de Celanova (Province d'Orense, Espagne).
C. r. Acad. Sci. Paris, D. t. 263, pp. 480-482.

b) Sur l'existence d'une série volcano-détritique silurienne au Nord de Celanova (Province d'Orense, Espagne).
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 262, pp. 832-834

c) Aperçu sur les formations granitiques de la province d'Orense (Espagne).
Actes. Soc. linn. Bordeaux, t. 103, B, n° 3, pp. 1-7

d) Etude des porphyroides de la série de Celanova (Provin ce d'Orense, Espagne).
Actes. Soc. linn. Bordeaux, t. 103, B, n° 4, pp. 1-7

FERRAGNE A. (1968) - Sur l'existence d'un socle précambrien dans la région de Viana del Bollo (Galice méridionale, Nord-Ouest de l'Espagne).
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 266, pp. 2376-2379

FLEURY E. (1922) - Les plissements hercyniens du Portugal
C. r. 13e Congr. geol. intern. Bruxelles, t. 1, pp. 489-506

GUILLOU J. J. (1969) - Contribution à l'étude des minéralisations ordoviciennes en antimoine de la Sierra de Caurel (Provinces de Lugo et d'Orense, Espagne).
Sci. Terre, t. 14, pp. 7-26

FLOOR P. (1966) - a) Los metasedimentos y gneises graniticos ante-hercinianos.
Leidse Geol. Med, t. 36, pp. 223-234

b) Petrology of an aegirin-riebeckite gneiss-bearing part of the hesperian massif : The Galineiro and surrounding areas, Vigo, Spain.
Leidse Geol. Med., t. 36, pp. 1-204

FLOOR P. (1970) - Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le Nord-Ouest péninsulaire.
Bol. geol. minero. Esp., t. 81, pp. 245-248

FLOOR P., KISCH H. J. et OEN I. S. (1970) - Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du Nord du Portugal.
Bol. geol. minero. Esp., t. 81, pp. 242-244

HERNANDEZ-SAMPELAYO P. (1922) - Criaderos de Hierro de España, t. IV : Hierros de Galicia.
Mem. Inst. geol. minero Esp., 483 p.

HERNANDEZ-SAMPELAYO P. (1935) - Hierros de Galicia.
Mem. Inst. geol. minero Esp., 769 p.

JULIVERT M. et PELLO J. (1967) - Las dos etapas principales de deformacion herciniana en la Cordillera Cantabrica y el trazado de sus estructuras.
Acta. geol. Hisp., t. 2, pp. 77-81

JULIVERT M. et MARTINEZ-GARCIA E. (1967) - Sobre el contacto entre el Cambrico y el Precámbrico en la parte meridional de la Cordillera Cantabrica y el papel del Precámbrico en la orogenesis herciniana.
Acta. geol. Hisp., t. 2, pp. 107-110.

KONING H. (1966) - Les types de roches basiques et ultrabasiques qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne).
Leidse Geol. Med., t. 36, pp. 235-242

LOTZE F. (1929) - Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien). Traduction esp. : Estratigrafia y tectonica de las cadenas paleozoicas celtibericas (1955).
Publ. extranjeras Geol. Esp., t. 8, pp. 5-315

LOTZE F. (1945)-a)Einige Probleme der iberischen Meseta.
Geotekt. Forsch., t. 6, pp. 1-12

b) Zur Gliederung der Variszíden der iberischen Meseta.
Geotekt. Forsch., t. 6, pp. 78-92

LOTZE F. (1956) - Das Prakambrium Spaniens.
N. Jb. Geol. Palaont. Mh., pp. 373-380

LOTZE F. (1958) - Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums.
Geol., t. 7. pp. 727-750

LOTZE F. (1966) - Prakambrium Spaniens.
Zbl. Geol. Palaont., t. 1, pp. 989-1006

LOTZE F. et SDZUY K. (1961) - Das Kambrium Spaniens. Tl. I. Stratigraphie.
Abh. Akad. Wiss. Lit. Mainz mathem.-naturwiss. Kl., t. 6, pp. 285-438

LLOPIS-LLADO N. et FONTBOTE J. M. (1959) - Estudio geologico de la Cabrera Alta (Leon).
Monogr. geol. Esp., t. 13, pp. 1-134

LLOPIS-LLADO N. et SANCHEZ DE LA TORRE L. (1961) - Sobre la presencia de una orogenia arcaica en el centro de España y sus relaciones con Asturias.
Brev. geol. Astu., t. 5, pp. 53-72

LLOPIS-LLADO N. et L. M. SANCHEZ DE LA TORRE (1962) - Sur l'existence d'une tectonique archéenne au centre de l'Espagne.
C. r. som. Soc. geol. Fr., pp. 245-247

MAC PHERSON J. (1881) - Apuntes petrograficos de Galicia.
Anal. Soc. Esp. Hist. Nat., t. 10, pp. 49-87

MAC PHERSON J. (1883) - Sucesion estratigrafica de los terrenos arcaicos de España.
Anal. Soc. Esp. Hist. Nat., t. 12, pp. 358-367

MAC PHERSON J. (1886) - Descripción petrografica de los materiales arcaicos de Galicia.
Anal. Soc. Esp. Hist. Nat., t. 15, pp. 165-203

MARTINEZ-GARCIA E. (1969) - Notas sobre la posicion del "Ollo de Sapo" en las provincias de Zamora y Orense (N. W. de Espana).
Comun. serv. geol. Port., t. 53, pp. 37-42

MARTINEZ-GARCIA E. et CORRETGE L. C. (1970) - Nota sobre la serie metamorfica de Porto-Villavieja.
Studia geol. Esp., t. 1, pp. 47-58

MATTE Ph. (1963) - Sur la structure du Paléozoique de la Sierra de Caurel (N. W. de l'Espagne).
C. r. som. Soc. geol. Fr., pp. 5243-5245

MATTE Ph. (1964) - a) Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas (N. W de l'Espagne).
C. r. som. Soc. geol. Fr., pp. 57-58

b) Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale.
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 259, pp. 1981-1984

MATTE Ph. (1967) - Le Précambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies (N. W. de l'Espagne) et ses relations avec les séries précambriennes plus internes de l'arc galicien.
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 264, pp. 1769-1772

MATTE Ph. (1968) - La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)
Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble, t. 44, pp. 157-270

MATTE Ph. et RIBEIRO A. (1967) - Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoique dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique : grandes nappes ou extrusions ?
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 264, pp. 2268-2271

MENDES F. (1968) - Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au Strontium, des formations cristallines du Portugal.
Bol. Mus. Lab. minero. geol. Fac. Cien. Lisboa, t. 11, pp. 1-150

NOLLAU G. (1966) - El desarrollo estratigrafico del Paleozóico en el Oeste de la provincia de Leon (España).
Not. Comun. Inst. geol. minero. Esp., t. 88, pp. 31-48

NOLLAU G. (1968) - Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik der Montes de Leon zwischen Astorga und Ponferrada in Nordwest-Spanien.
Geotekt. Forsch., t. 27, pp. 71-146

NOLLAU G. (1969) - Las calizas cambro-siluricas de la region limitrofe entre Galicia y Leon.
Comun. Serv. geol. Port., t. 53, pp. 21-35

OEN I. S. (1960) - The intrusion mechanism of the late hercynian, post tectonic granite plutons of northern Portugal.
Geol. Mijn, t. 39, pp. 257-296

OEN I. S. (1970) - Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal.
Bol. geol. minero. Esp., t. 81, pp. 271-298

PARGA-PONDAL I. (1956) - Nota explicativa del mapa geologico de la parte N. O. de la provincia de la Coruña.
Leidse Geol. Med., t. 21, pp. 467-484

PARGA-PONDAL I. (1960) - Observacion, interpretacion y problemas geológicos de Galicia.
Not. comun. Inst. geol. minero. Esp., t. 59, pp. 333-358

PARGA-PONDAL I. (1963) - Mapa petrografico estructural de Galicia.
Esc. : 1/400 000
Inst. geol. minero. Esp. Madrid

PARGA-PONDAL I. et GOMEZ DE LLANERA J. (1963) - Yacimientos fosiliferos en las pizarras metamorficas de Guntin (Lugo, Galicia).
Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., t. 61, pp. 83-88

PARGA-PONDAL I., MATTE Ph. et CAPDEVILA R. (1964) - Introduction à la géologie de l' "Ollo de Sapo". Formation porphyroide antésilurienne du Nord-Ouest de l'Espagne.
Not. Comun. Inst. geol. minero. Esp., t. 76, pp. 119-154

PARGA-PONDAL I. et ALEIXANDRE T. (1966) - La arenisca ortocuarcitica del Gistral (Lugo).
Not. Comun. Inst. geol. minero. Esp., t. 87, pp. 59-90

PARGA-PONDAL I. et coll. (1967) - Carte géologique du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique (Hercynien et Antéhercynien).
Serv. geol. Portugal

PARGA J. R. (1970) - Evolucion del Macizo Hesperico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras areas europeas.
Bol. geol. minero Esp., t. 81, pp. 115-143

PASTOR GOMEZ V. (1962) - Probable area precambriana al N. O. de Leon.
Not. Comun. Inst. geol. minero. Esp., t. 67, pp. 71-79

PORTUGAL V., FERREIRA M. R. (1964) - Geologia e petrologia da região de Rebordelo-Vinhais.
Mem. Not. Publ. Mus. Lab. minero. geol. Univ. Coimbra. Portugal, t. 58 pp. 1-282

PRIEM H. N. A., BOELRIJK N. A., VERSCHURE R. H. et HEBEDA E. H. (1965) - Isotopic ages of two granites of the Iberian continental margin : the Traba granite (Spain) and the Berlenga granite (Portugal).
Geol. Mijn., t. 44, pp. 353-354

PRIEM H. N. A., BOELRIJK N. A., VERSCHURE R. H., HEBEDA E. H. et FLOOR P. (1966) - Isotopic evidence for Upper-Cambrian or Lower-Ordovician granite emplacement in the Vigo area, north-western Spain.
Geol. Mijn., y. 45, pp. 36-40

PRIEM H. N. A. et coll. (1970) - Dating Events of Acid Plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula.

Eclogae Geol. Helv., t. 63, pp. 255-274

RADIG F. (1963) - Ordovicense-Siluriano y la cuestion de los plegamientos prevariscos en España septentrional.
Not. Comun. Inst. geol. minero. Esp., t. 72, pp. 263-276

RIBEIRO A., MATA C. et RAMOS M. (1960) - O ordovicico de Vila Flor e a linha de fractura da Vilariça.
Bol. Mus. Lab. minero. geol. Fac. Cien. Univ. Lisboa., t. 8, pp. 127-137

RIBEIRO A., CRAMEZ C., DA SILVA L. C. et MACEDO J. (1962) - Nota sobre a geologia da Serra do Marão.
Bol. Soc. geol. Port., t. 14, pp. 151-170

RIBEIRO A., MARQUES M. M. et REBELO J. A. (1963) - Alguns aspectos geologicos da regiao de Mogadouro.
Bol. Soc. geol. Port., t. 15, pp. 63-74

RIBEIRO A., QUADRADO R., MATOS ALVES C., MACEDO J. et CRAMEZ C. (1964 Sobre a geologia da região de Macedo de Cavaleiros.
Bol. Soc. geol. Port., t. 15, pp. 129-148

RIBEIRO A., CRAMEZ C. et REBELO J. A. (1964) - Sur la structure de Trás-os-Montes (N. E. du Portugal).
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 258, pp. 263-265

RIBEIRO A., MEDEIROS A. et REBELO J. A. (1965) - Estado actual dos conhecimentos sobre a geologia de Trás-os-Montes oriental.
Bol. Soc. geol. Port., t. 16, pp. 93-110

RIBEIRO A. et REBELO J. A. (1966) - Stratigraphie et structure de Trás-os-Monte oriental (Portugal).
Leidse. Geol. Med., t. 36, pp. 293-300

RIBEIRO A. et REBELO J. A. (1969) - Problèmes stratigraphiques et tectoniques d Trás-os-Montes oriental.
Comun. Serv. geol. Port., t. 53, pp. 101-105

RIEMER W. (1963) - Entwickling des Palaozoikums in der sudlichen Provinz Lugo (Spanien).
N. Jb. geol. Palaont. Abh., t. 117, pp. 273-285

RIEMER W. (1965) - Untersuchungen am Ostrand der galicischen Kristallinzone (Spanien).
N. Jb. geol. Palaont., t. 121, pp. 274-284

RIEMER W. (1966) - Datos para el conocimiento de la estratigrafìa de Galicia.
Not. Comun. Inst. geol. minero. Esp., n° 81, pp. 7-20

ROMARIZ C. (1969) - Graptolitos siluricos do Noroeste Peninsular.
Comun. Serv. geol. Port., t. 53, pp. 107-156

SAN MIGUEL DE LA CAMARA M. et LOBATO DIEZ M. P. (1955) - Datos sobre la petrografia de los alrededores del lago de Sanabria en la provincia de Zamora.
Estu. geol., n° 27-28, pp. 371-382

SCHERMERHORN L. J. G. (1956) - The age of the Beira schists (Portugal).
Bol. Real. Soc. geol. Port., t. 12, pp. 77-100

SCHMIDT-THOME P. (1950) - Basamento paleozoico y cobertura moderna en la parte occidental de España Central (Provincias de Salamanca y Cáceres).
Publ. extranjeras. Geol. Esp., t. 5, pp. 93-146

SITTER L. U. de (1949) - El desarollo del Paleozóico en el Noroeste de España.
Publ. extranjeras Geol. Esp., t. 5, pp. 5-39

SITTER L. U. de (1961) - a) Establecimiento de las epocas de los movimientos tectonicos durante el Paleozóico en el cinturón meridional del orogeno cantabro-asturico.
Not. Comun. Inst. geol. minero Esp., t. 61, pp. 51-61

b) Le Précambrien dans la chaine cantabrique.
C. r. som. Soc. géol. Fr., p. 253

SITTER L. U. de (1965) - Hercynian and alpine orogenies in Northern Spain.
Geol. Mijn., t. 11, pp. 373-383

SITTER L. U. de (1968) - Observations sur l'article de R. CAPDEVILA sur le métamorphisme régional dans le Nord-Ouest de l'Espagne.
C. r. Som. Soc. geol. Fr., pp. 52-53

STAUB R (1926) - Gedanken zum Strukturbild Spaniens.
Rep. 14 th. intern. Geol. Congr. Madrid., t. 3, pp. 949-996

TEIXEIRA C. (1954) - a) Os conglomerados dos complexo xistograuwaquico antesilurico. Sua importancia geologico e paleografica.
Comun. Serv. geol. Port., t. 35, pp. 33-49

b) El Cámbrico de Portugal
Estudios geol., t. 23-24, pp. 355-369

TEIXEIRA C. (1968) - Quelques problèmes de la géologie du Portugal.
23e Congr. Géol. Intern., t. 13, pp. 233-242

TEIXEIRA C. (1969) - Les terrains anté-ordoviciens portugais.
Comun. Serv. geol. Port., t. 53, pp. 157-164

TEX E. DEN (1961) - Some preliminary results of petrological work in Galicia (N. W. Spain).
Leidse Geol. Med., t. 26, pp. 75-91

TEX E. DEN (1966) - Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline.
Leidse Geol. Med., t. 36, pp. 211-222

TEX E. DEN et FLOOR P. (1967) - A blastomylonitic and polymetamorphic "graben" in Western Galicia (N. W. Spain).
In "Etages tectoniques", Edit. Baconnière, Neuchatel, pp. 169-178

TORRE DE ASSUNCAO C. F. (1962) - Rochas graniticas do Minho e Douro.
Serv. geol. Port. mem., t. 10, pp. 1-70

TORRE DE ASSUNCAO C. (1969) - Sur la pétrographie du complexe des schistes et grauwackes anté-ordoviciens (Trás-os-Montes).

Comun. serv. geol. Port., t. 53, pp. 165-170

VOGEL D. E. (1967) - Petrology of an eclogite and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, N. W. Spain.
Leidse Geol. Med., t. 40, pp. 121-213

WAARD D. de (1953) - Estructuras palingeneticas en los gneiss de la Sierra de Guadarrama.
Publ. extranjeras Geol. Esp., t. 7, pp. 267-285

WALTER R. (1963) - Beitrag zur stratigraphie des Kambriums Galicien (Nordwest Spanien).
N. Jb. geol. Palaont. abh., t. 117, pp. 360-371

WALTER R. (1968) - Die geologie in der nordostlichen Provinz Lugo (Nordwest Spanien).
Geotekt. Forsch., t. 27, pp. 3-70

WALTER R. (1969) - Das Silurium Spaniens und Portugals.
Zbl. Geol. Palaont., t. 5, pp. 857-902

WARNAARS F. W. (1966) - Las rocas básicas de Monte Castelo (La Coruña).
Leidse Geol. Med., t. 36, pp. 255-260

WOENSDREGT C. F. (1966) - Informe preliminar sobre los estudios de la petrografia del extremo occidental de Galicia.
Leidse Geol. Med., t. 36, pp. 261-278

ZUUREN A. VAN (1969) - Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (N. W. Spain).
Leidse Geol. Med., t. 45, pp. 1-71

BIBLIOGRAPHIE GENERALE

ALTHAUS E. (1967) - The triple point Andalusite-Sillimanite-Kyanite
Contr. Mineral. Petrol., t. 16, pp. 29-44

ALTHAUS E., KAROTKE E., NITSCH K. H. et WINKLER H. G. F. (1970) - An experimental Re-examination of the Upper Stability Limit of muscovite plus quartz.
N. Jb. Miner. Mh., pp. 325-336

ANDERSON G. H. (1937) - Granitization, albitization and related phenomena in the northern Ingo Range of California Nevada.
Bull. Geol. Soc. Amer., t. 48, pp. 1-74

ARMSTRONG R. L. (1968) - Mantled gneiss domes in the Albion Range, Southern Idaho.
Bull. Geol. Soc. Amer., t. 79, pp. 1295-1314

ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969) - Présentation d'un nouveau mode de description tectonique = la notion de sous-faciès tectonique.
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 268, pp. 1019-1022

ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969) - Niveau structural, faciès tectonique, profil tectonique.
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 268, pp. 1161-1164

ATKINSON D. J. (1956) - The occurence of Chloritoid in the Hecla Hoeck Formation of Prince Charles Foreland, Spitsbergen.
Geol. Mag., t. 93, pp. 63-71

AUTRAN A., FONTEILLES M. et GUITARD G. (1966) - Discordance du Paléozoique inférieur métamorphique sur un socle gneissique antéhercynien dans le massif des Albères (Pyrénées orientales).
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 263, pp. 317-320

BADGLEY P. C. (1965) - Structural and tectonic principles.
Harper and Row Ed., New-York, 521 p.

BLACKLUND H. G. (1946) - The granitisation problem.
Geol. Mag., t. 83, pp. 105-117

BAER A. (1956) - La schistosité et sa répartition : résumé des recherches de M. P. FOURMARIER.
Geol. Rdsch., t. 45, pp. 234-247

BARROW G. (1912) - The geology of the Lower Deeside and the Southern Highlands Border.
Proc. Geol. Ass. London., t. 23, pp. 268-284

BELLIERE J. (1958) - Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles-Rouges (Haute Savoie).
Ann. Soc. geol. Belgique, t. 81, pp. 1-209

BELLIERE J. (1960) - Déformation plastique et déformation rupturelle.

Rep. 21 th. Intern. Geol. Congr. Copenhagen, t. 18, pp. 257-260

BELLIERE J. (1967) - Le métamorphisme blastomylonitique, source possible de jus pegmatitique migrant.
Ann. Soc. geol. Belgique, t. 90, pp. 185-198

BELOUSSOV V. V. (1959) - Les divers types de plissements et leur mode de formation.
Rev. Géogr. phys. Geol. dynam., t. 2, pp. 97-112

BELOUSSOV V. V. (1962) - Basic problems in geotectonics.
1ère ed., Mac Graw Hill, 816 p.

BELOUSSOV V. V. (1966) - Modern Concepts of the structures and developpement of the Earth's crust and the upper mantle of continents.
Quart. J. Geol. Soc. London, t. 122, pp. 293-314

BERTHELSEN A., BONDENSEN E. et JENSEN S. B. (1962) - On the so-called wild-migmatites.
Krystalinikum, t. 1, pp. 31-49

BOULIN J. et CHENEVOY M. (1968) - Métamorphisme à disthène-sillimanite et à andalousite-sillimanite : étapes successives d'une même évolution dans le Massif Central français et les Cordillères bétiques internes.
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 226, pp. 200-203

CHENEVOY M. (1968) - Les gneiss amygdalaires du Massif Central français : anciens tufs ou laves de chimisme rhyodacitique.
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 266, pp. 1921-1923

CHENEVOY M. (1970) - Liens possibles entre le métamorphisme de type "andalousite-sillimanite" et les leucogranites hercyniens dans le massif de Millevaches (Massif Central français).
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 270, pp. 752-755

CHINNER G. A., SANDO M. et WHITE A. J. R. (1956) - On the supposed transformation of tillite to granite at Mount Fitton, South Australia.
Geol. Mag., t. 93, pp. 18-24

CHINNER G. A. (1966) - a) The distribution of pressure and temperature during Dalradian metamorphism.
Quart. J. Geol. Soc. London, t. 122, pp. 159-186

b) The significance of the aluminium silicates in metamorphism.
Earth. Sci. Rev., t. 2, pp. 111-126

CHINNER G. A. (1967) - Chloritoid and the isochemical characters of Barrow's zones.
J. Petrol., t. 8, pp. 268-282

CHRISTIE J. M. (1960) - Mylonitic rocks of the Moine Thrust-Zone in the Assynt Region, North-West Scotland.
Trans. Edimb. Geol. Soc., t. 18, pp. 79-93

COGNE J. (1959) - Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France Le Pentévrien et le Briovérien en baie de Saint-Brieuc.(Côtes du Nord)

Bull. Soc. geol. Fr., 7e s., t. 1, pp. 112-118

COGNE J. (1960) - a) Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale.
Mém. Serv. Carte. geol. Fr., 382 p.

b) Sur l'origine sédimentaire des porphyroides de Belle-Ile (Morbihan)
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 250, pp. 3350-3352

COGNE J. (1962) - Le Briovérien-Esquisse des caractères stratigraphiques structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricain.
Bull. Soc. géol. Fr., 7e s., t. 4, pp. 413-430

COGNE J. (1965) - Les gneiss oeillés de Languidou (Sud Finistère) : un jalon nouveau de la base du Briovérien supérieur dans les schistes cristallins de la Bretagne méridionale.
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 261, pp. 3849-3852

COGNE J. (1966) - Une "nappe" cadomienne de style pennique : la série cristallophyllienne de Champtoceaux en bordure méridionale du synclinal d'Ancenis (Bretagne-Anjou).
Bull. Serv. Carte. géol. Als. Lorr., t. 19, pp. 107-136

COGNE J. (1967) - Age et signification structurale des plis couchés au sein des schistes cristallins de Bretagne méridionale par rapport aux phases principales de l'orogénèse cadomienne.
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 264, pp. 552-555

DEMAY A. (1942) - Microtectonique et tectonique profonde
Mém. Expl. Carte. Géol. Fr., 247 p.

DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969) - Les minéraux argileux dans la diagénèse. Passage au métamorphisme.
Thèse ronéo. Strasbourg.

ESKOLA P. (1949) - The problem of mantled gneiss domes.
Quart. J. Geol. Soc. London, t. 106, pp. 461-476

EVANS B. W. (1965) - Applications of a reaction-rate method to the break down equilibria of muscovite and muscovite plus quartz.
Amer. J. Sci., t. 263, pp. 647-667

FEDIUK F. et MISAR Z. (1968) - Position and prefered orientation of andalusite crystals during the metamorphism.
Krystalinikum, t. 6, pp. 93-103

FELIX C. (1968) - L'association disthène-andalousite-sillimanite-étude pétrographique.
Ann. Soc. geol. Belgique, t. 91, pp. 569-583

FONTEILLES M. et GUITARD G. (1964) - L'effet de socle dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoique des gneiss des Pyrénées.
C. r. Acad. Sci. Paris, t. 258 pp. 4299-4302

FONTEILLES M. et GUITARD G. (1968) - L'effet de socle dans le métamorphisme.
Bull. Soc. Fr. Minér. Cristal., t. 91, pp. 185-206

GANGULY J. et NEWTON R. C. (1968) - Thermal stability of chloritoid at high pressure and relatively high oxygen fugacity.
J. Petr., t. 9, pp. 444 466

GANGULY J. (1969) - Chloritoid stability and related parageneses : theory, experiments and applications.
Amer. J. Sci., t. 267, pp. 910-944

GANGULY J. (1968) - Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system FeO. Al_2O_3. SiO_2. H_2O. O_2
Amer. J. Sci., t. 266, pp. 277-298

GLANGEAUD L. (1958) - Le plutonisme sialique, ses relations avec le métamorphisme dans les Pyrénées orientales et centrales.
Bull. Soc. géol. Fr., t. 8, pp. 961-978

GLANGEAUD L. (1957) - Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques.
Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., t. 1, pp. 200-220

GLANGEAUD L. (1959) - Classification géodynamique des chaînes de montagnes.
Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., t. 2, pp. 197-204

GOGUEL J. (1965) - La cause de l'orientation des minéraux dans les roches métamorphiques.
Bull. Soc. géol. Fr., 7e s., t. 7, pp. 747-752

GOGUEL J. (1967) - L'orientation des minéraux des roches sous l'influence de la contrainte : II = minéraux monocliniques et micas.
Bull. Soc. géol. Fr., 7e s., t. 9, pp. 481-489

HALFER DAHL L. B. (1961) - Chloritoid : its composition, X. Ray and optical properties, stability and occurence.
J. Petrol., t. 2, pp. 49-135

HARTE B. et JOHNSON R. W. (1969) - Metamorphic history of Dalradian rocks in Glens Clova Esk and Lethnot, Angus, Scotland.
Scott. J. Géol., t. 5, pp. 54-80

HIETANEN A. (1956) - Kyanite, andalusite and sillimanite in the schists in Boehls Butte Quadrangle, Idaho.
Amer. Mineral., t. 41, pp. 1-27

HIETANEN A. (1961) - Metamorphic facies and style of folding in the Belt serie northwest of the Idaho batholith.
Bull. Comun. geol. Finlande, t. 196, pp. 73-103

HIETANEN A. (1962) - Metasomatic metamorphism in Western Clearwater Country, Idaho.
Geol. Surv. prof. Paper, U. S. A., 344 A, pp. 1-116

HIETANEN A. (1967) - On the facies series in various types of metamorphism.
J. geol. t. 75, pp. 187-214

HOFFMAN C. (1970) - Die glaucophangesteine, hire stofflichen Aquivalente und Umwandlungsprodukte in Nordcalabrien (Süditalien).
Contr. Mineral. Petrol., t. 27, pp. 283-320

HOLDAWAY M. J. (1966) - Hydrothermal stability of clinozoizite plus quartz.
Amer. J. Sci., t. 264, pp. 643-667

HOSCHEK G. (1967) - Untersuchungen Zum Stabilitatsbereich von chloritoid und staurolith.
Contr. Mineral. Petrol., t. 14, pp. 123-162

HOSCHEK G. (1969) - The stability of staurotide and chloritoid and their signifiance in metamorphism of Pelitic Rocks.
Contr. Mineral. Petrol., t. 22, pp. 208-232

HSU K. J. (1955) - Monometamorphism, polymetamorphism and retrograde metamorphism.
Amer. J. Sci., t. 253, pp. 237-239

JOHNSON R. W. (1963) - Some time relation of movement and metamorphism in the Scottish Highlands.
Geol. Mijnb., t. 42, pp. 121-142

JUNG J. et ROQUES M. (1952) - Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophyliennes.
Bull. Serv. Carte. géol. Fr., t. 50, pp. 1-60

KUBLER B. (1966) - La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme.
Etages tectoniques, pp. 105-122

KUBLER B. (1967) - Anchimétamorphisme et schistosité.
Bull. Centre Rech. Pau SNPA., t. 1, pp. 259-278

KUBLER B. (1968) - Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années.
Bull. Centre Rech. Pau SNPA., t. 2, pp. 385-397

LAMEYRE J. et ROQUES M. (1964) - La muscovitisation des granites de la Pierre qui-Vire (Yonne, Nièvre) et d'Echassières (Allier).
C. r. Acad. Sci. Paris, t. 258, pp. 6479-6482

LUNDGREN W. (1966) - Muscovite Reactions and Partial Melting in South-eastern Connecticut.
J. Petrol., t. 7, pp. 421-453

LUTH W. C., JAHNS R. H. et TUTTLE O. F. (1964) - The granite system at pressure of 4 to 10 kilobars.
J. Geophys. Res., t. 69, pp. 759-773

MAC NAMARA M. J. (1966) - Chlorite-biotite equilibrum in a carbonate free-system.
J. Petrol., t. 7, pp. 404-413

MACAUDIERE J. (1964) - Comportement de la sillimanite et de l'andalousite dans quelques roches pyrénéennes.
Bull. Soc. géol. Fr., t. 6, pp. 437-441

MEHNERT K. R. (1968) - Migmatites and the origin of granitic rocks.
1ère éd., Elsevier Ed., 393 p.

METZ P. (1967) - Experimentelle Bildung von Forsterit und Calcit aus Tremolit und Dolomit.
Geochim, Cosmochim. Acta, t. 31, pp. 1517-1532

METZ P. et PUHAN D. (1970) - Experimentelle Untersuchung der Metamorphose von kieselig dolomitischen Sedimenten. Part I.
Contr. Mineral. Petrol., t. 26, pp. 302-314

METZ P. (1970) - Experimentelle Untersuchung der Metamorphose von kieselig dolomitischen Sedimenten. Part II : Die Bildungsbedingungen des Diopsids.
Contr. Mineral. Petrol., t. 28, pp. 221-250

MICHOT P. (1938) - Etude géologique et pétrographique du Ruwenzori Septentrional.
Mém. Inst. Col. Belge, t. 8, pp. 1-156

MICHOT P. (1951) - Essai sur la géologie de la catazone.
Bull. Acad. Roy de Belg., cl. Sci, 5e série, t. 37, pp. 260-276

MICHOT P. (1956) - La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre.
Ann. Soc. geol. Belgique, t. 80, pp. B.19-60

MICHOT P. (1957) - Constitution et génèse d'un dôme de gneiss coiffé en milieu catazonal profond.
Bull. Acad. Roy de Belg., cl. Sci., 5e série, t. 43, pp. 23-44

MIYASHIRO A. (1961) - Evolution of metamorphic belts.
J. Petrol., t. 2, pp. 277-311

PETITJOHN F. J. (1957) - Sedimentory rocks.
2éme ed., Harper and br., New-York, 718 p.

RAMSAY J. G. (1960) - The deformation of early linear structures in areas of repeated folding.
J. Geol., t. 68, pp. 75-93

RAMSAY J. G. (1962) - a) The geometry of conjugate fold systems.
Geol. Mag., t. 99, pp. 516-526

b) Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type.
J. Geol., t. 70, pp. 466-481

RAMSAY J. G. (1967) - Folding and fracturing of rocks.
Mac Graw-Hill Ed., New-York, 568 p.

RICHARDSON S. W. (1968) - Staurotide stability in a part of the system : Fe - Al - Si - O - H.
J. Petrol., t. 9, pp. 467-488

RICHARDSON S. W., GILBERT M. C. et BELL P. M. (1969) - Experimental determination of kyanite andalusite and andalusite-sillimanite equilibria. The aluminium silicat triple point.
Amer. J. Sci., t. 267, pp. 259-272

RODGERS J. (1962) - L'emploi pratique de la schistosité dans la tectonique locale.
Soc. géol. Fr. Livre à la mémoire du Prof. P. FALLOT, t. 1, pp. 83-96

ROQUES M. (1941) - Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central français.
Mém. Cart. géol. Fr., 530 p.

ROY A. B. (1966) - Interrelation of metamorphism and deformation in central Singhbhum, Eastern India.
Geol. Mijnb, t. 45, pp. 365-374

SEDERHOLM J. J. (1967) - Selected works-Granites and migmatites.
Oliver and Boyd ed., London, 608 p.

SEIFERT F. et SCHREYER W. (1970) - Lower temperature stability limit of Mg cordierite in the range 1-7 kb water pressure : a redetermination.
Contr. Mineral. Petrol., t. 27, pp. 225-238

SMITH B. L., VOGEL T. A. et SPENCE W. A. (1969) - Precambrian metaconglomerate mantling a granite dome at Plevna Lake in the Grenville Province of Southeastern Ontario, Canada.
Geol. Soc. Amer. Bull., t. 80, pp. 297-302

SPRY A. (1969) - Metamorphic textures.
Pergamon Press Ed., London, 350 p.

TEX E. DEN (1963) - A commentary on the correlation of metamorphism and deformation in space and time.
Geol. Mijnb., t. 42, pp. 170-176

TEX E. DEN (1965) - Metamorphic lineages of orogenic plutonism.
Geol. Mijnb., t. 44, pp. 105-132

TILLEY C. E. (1924) - The facies classification of rocks.
Geol. Mag., t. 61, pp. 167-171

TILLEY C. E. (1925) - Metamorphic zones in the southern highlands of Scotland.
Quart. J. Geol. Soc., t. 81, pp. 100-110

TOURET J. (1962) - Geological studies in the region of Vegarshei-Gjerstad.
Norges geol. Unders, t. 215, pp. 120-139

TOURET J. (1967) - Les gneiss oeillés de la région de Vegarshei-Gjerstad (Norvège méridionale).
Norsk geol. Tids., t. 47, pp. 131-148

TURNER F. J. et VERHOOGEN J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology.
Mac Graw-Hill Ed., New-York, 694 p.

TURNER F. J. et WEISS L. E. (1963) - Structural analysis of metamorphic tectonites.
Mac Graw-Hill Ed., New-York, 545 p.

TURNER F. J. (1968) - Metamorphic Petrology.
Mac Graw-Hill Ed., New-York, 403 p.

TUTTLE O. F. et BOWEN N. L. (1958) - Origin of granite in the light of experimental studies in the system : $Na\ Al\ Si_3\ O_8$ - $K\ Al\ Si_3\ O_8$ - $Si\ O_2$ - H_2O
Geol. Soc. Ann. mém. 74, 153 p.

WATSON J. (1967) - Evidence of mobility in reactivated basement complexes.
Proc. geol. Ass. London., t. 78, pp. 211-235

WATSON J. (1969) - The precambrian gneiss complex of Ness Lewis, in relation to the effects of Laxfordian regeneration.
Scott. J. Geol., t. 5, pp. 269-285

WEGMANN C. E. (1935) - Zur Deutung des Migmatite.
Geol. Rdsch., t. 26, pp. 205-250

WEGMANN C. E. et SCHAER J. P. (1962) - Chronologie et déformation des filons basiques dans les formations précambriennes du Sud de la Norvège.
Norsk geol. Tids., t. 42, pp. 371-387

WEGMANN C. E. (1963) - Note sur les mylonites du type de Sidi Ferruch (Algérie)
Geol. Rundschau, t. 53, pp. 314-324

WEGMANN C. E. (1966) - Evolution cyclique des infrastructures continentales.
Tschermaks Mineral. Petrol. Mitt., t. 11, pp. 223-245

WEISBROD A. et MARIGNAC C. (1968) - Sur l'origine des "schistes amygdalaires" des Cevennes (Massif Central français).
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 266, pp. 865-867

WEISBROD A. (1968) - a) Les conditions du métamorphisme dans les Cévennes médianes (Massif Central, France).
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 266, pp. 755-757

b) Etude structurale des Cevennes médianes (Massif Central français). I - Formations catazonales du Bassin de l'Ardèche.
Sci. Terre, t. 13, pp. 258-305

WEISBROD A. (1970) - Remarques sur le faciès granulite.
C. r. Acad. Sci. Paris, D, t. 270, pp. 581-583

WEISBROD A. (1970) - Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif Central français).
Thèse ronéo Nancy, 4 vol.

WILSON G. (1961) - The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field.
Ann. Soc. geol. Belgique, t. 84, pp. 423-548

WINKLER H. G. F. (1967) - Petrogenesis of metamorphic rocks.
2ème Ed. Springer-Verlag, New-York, 237 p.

WINKLER H. G. F. (1970) - Abolition of metamorphic facies. Introduction of the four divisions of metamorphic stage and of a classification based on isograde in common rocks.
N. Jb. Miner. Mh., pp. 189-248

WYNNE-EDWARDS H. R. (1967) - Westport Mas-area, Ontario, with special emphasis of the Precambrian rocks.
Geol. Surv. Canada, Memoir 346, 142 p.

ZWART H. J. (1958) - Regional metamorphism and related granitization in the Valle de Aran.

Geol. Mijnb, t. 27, pp. 18-30

ZWART H. J. (1960) - a) The chronological succession of folding and metamorphism in the Central Pyrénées.
Geol. Rdsch., t. 50, pp. 203-218

b) Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrénées and their chronological sucession.
Geol. Mijnb, t. 39, pp. 163-180

ZWART H. J. (1962) - On the determination of polymetamorphic mineral association and its application to the Bosost area (Central Pyrénées).
Geol. Rdsch, t. 52, pp. 38-65

ZWART H. J. (1963)- a) Some example of the relations between déformations and metamorphism from the central Pyrénées.
Geol. Mijnb., t. 42, pp. 143-154

b) The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrénées.
Geol. Rdsch., t. 53, pp. 170-205

ZWART H. J. (1967) - a) Orogenis and metamorphic facies series in Europe.
Medd. Dansk. geol. Foren., t. 17, pp. 504-516

b) The duality of orogenic belts.
Geol. Mijnb., t. 46, pp. 283-309

PLANCHES

PLANCHE I

Fig. 1 - Granoclassements dans les arkoses de l' "Ollo de Sapo". Alternances de lits de quartzites fins (niveaux clairs et en relief) et d'arkoses typiques à grain moyen, avec deux lits plus grossiers.

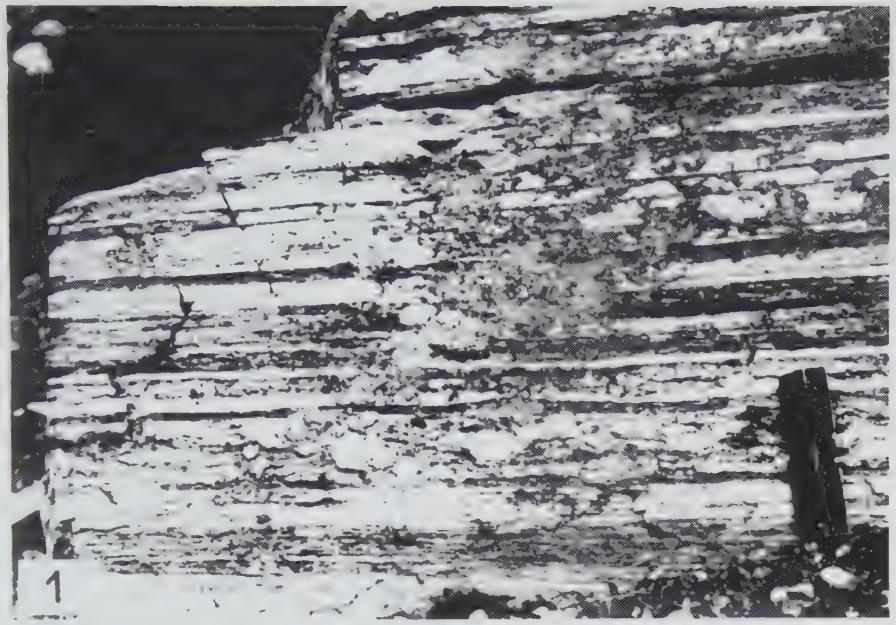
Majada Cerveira - Flanc nord-est du synclinal de Verin.

Fig. 2 - Alternances de bancs décimétriques à métriques d'arkoses grossières et d'arkoses à grain fin ou moyen de l' "Ollo de Sapo".

Majada Cerveira - Flanc nord-est du synclinal de Verin.

Fig. 3 - Arkoses grossières de l' "Ollo de Sapo" montrant des granoclassements et des petits lits d'arkoses à grain fin.

Majada Cerveira - Flanc nord-est du synclinal de Verin.



1

2

3

Pl. 1

PLANCHE II

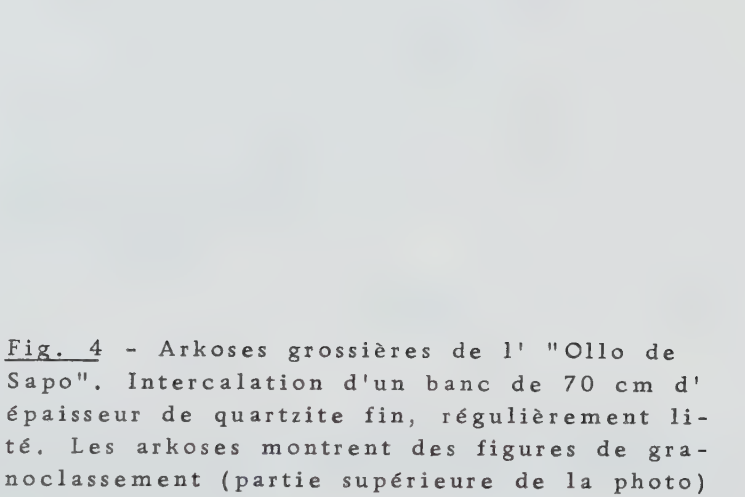


Fig. 4 - Arkoses grossières de l' "Ollo de Sapo". Intercalation d'un banc de 70 cm d' épaisseur de quartzite fin, régulièrement lité. Les arkoses montrent des figures de granoclassement (partie supérieure de la photo)

Majada Cerveira. Flanc nord-est du synclinal de Verin.

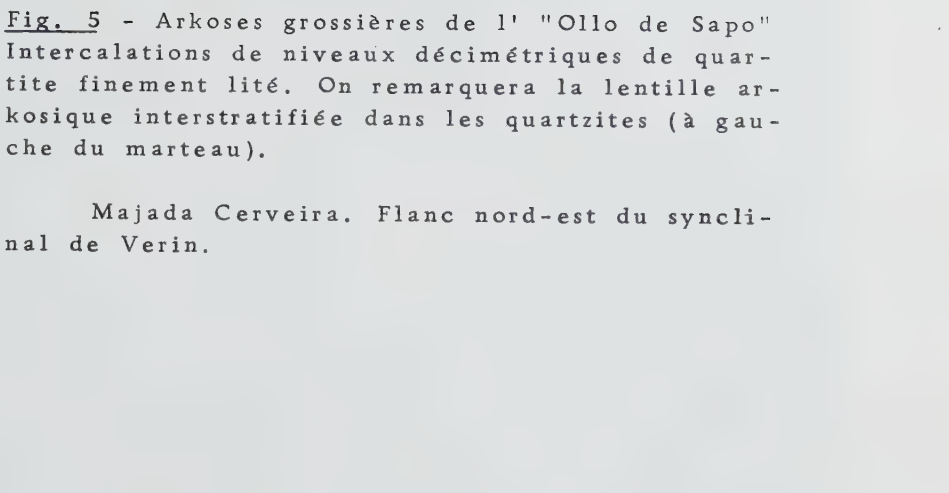


Fig. 5 - Arkoses grossières de l' "Ollo de Sapo" Intercalations de niveaux décimétriques de quartite finement lité. On remarquera la lentille arkosique interstratifiée dans les quartzites (à gauche du marteau).

Majada Cerveira. Flanc nord-est du synclinal de Verin.

Fig. 6 - Niveau lenticulaire de quartzite fin, bien lité, dans les arkoses homogènes, à grain moyen, de l' "Ollo de Sapo".

Majada Cerveira. Flanc nord-est du synclinal de Verin.

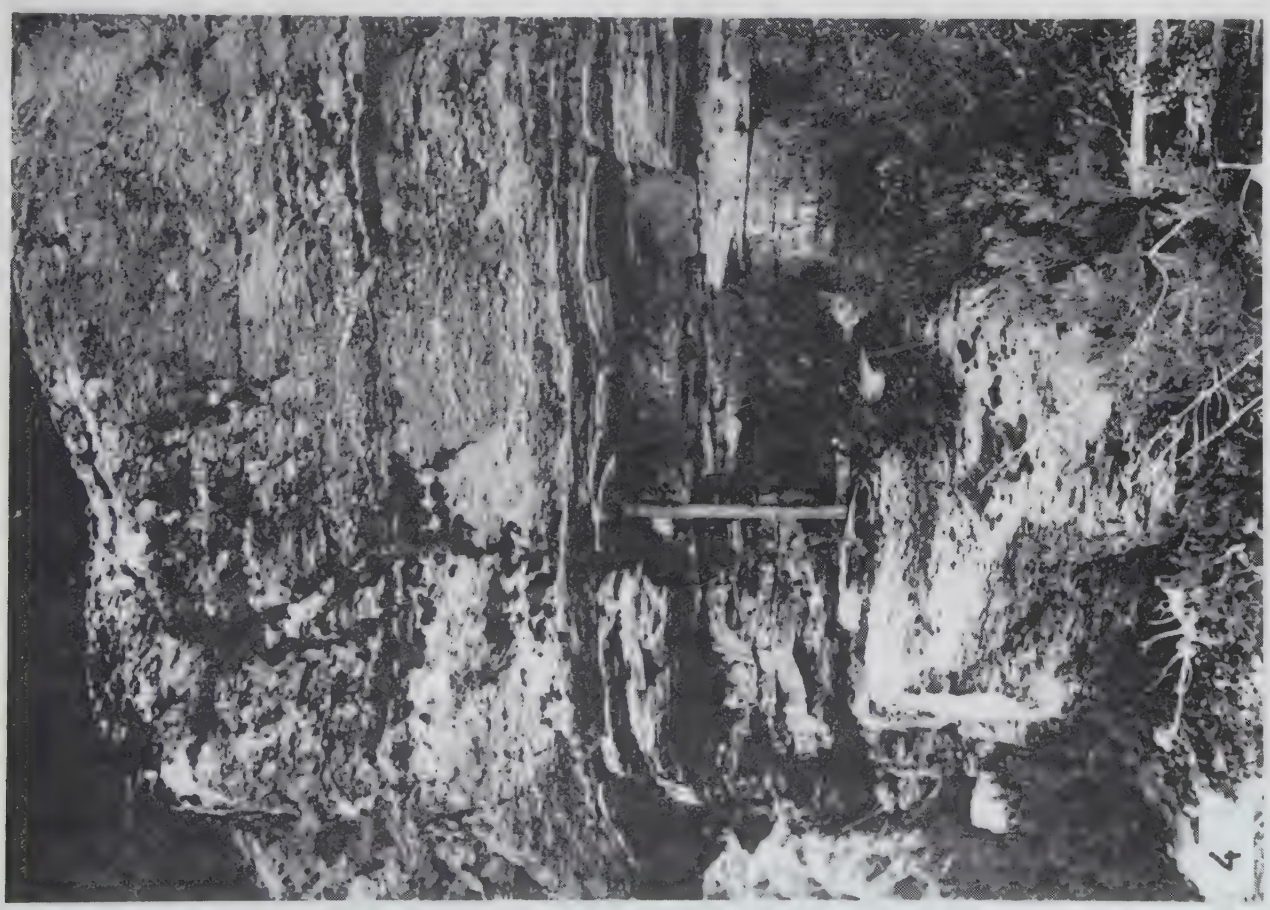


PLANCHE III

Fig. 7 - Stratifications obliques à gouttières plurimétriques dans les arkoses grossières de l' "Ollo de Sapo".

Majada Cerveira. Flanc nord-est du synclinal de Verin.

Fig. 8 - "Ollo de Sapo". Arkoses bien litées recoupées oblique-ment par un banc massif d'arkoses grossières.

Majada Cerveira. Flanc nord-est du synclinal de Verin.

7

8

PLANCHE IV

Fig. 9 - Structure microscopique de l'"Ollo de Sapo". Arkose typique. Les yeux de feldspath potassique sont moulés par une matrice essentiellement quartzo-feldspathique. Le quartz a été étiré en amandes.

Majada Cerveira - Flanc nord-est du synclinal de Verin.

Fig. 10 - Structure microscopique de l' "Ollo de Sapo". Arkose schisteuse fine. Les yeux de feldspath (plagioclase) sont très abondants, mais leur taille ne dépasse pas le millimètre. La matrice est essentiellement phylliteuse.

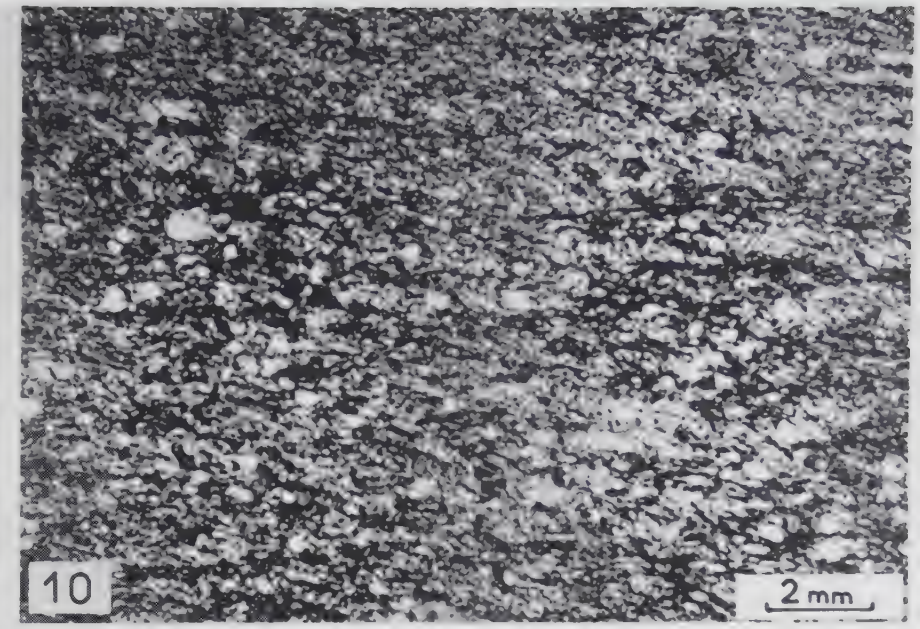
Route de Ponferrada à Orense : pont sur le rio Bibey.

Fig. 11 - Structure microscopique de l' "Ollo de Sapo". Arkose schisteuse grossière. Les yeux de microcline albitisé (partie gauche de la photo), d'albite et de quartz sont étroitement moulés par une matrice riche en micas.

Route de Ponferrada à Orense : pont sur le rio Bibey.

Fig. 12 - Structure microscopique de l' "Ollo de Sapo". Arkose schisteuse grossière déformée. Les yeux de quartz ont été étirés en longues amandes à extinction roulante (partie droite de la photo) tandis que les feldspaths étaient tordus. Toutefois, la structure générale reste bien reconnaissable.

San Miguel de Raigada.



Pl. IV

PLANCHE V

Fig. 13 - Phase Pa_1. Plis d'amplitude décamétrique dans les quartzites de l'Arénig. Les bancs du flanc sud-ouest du synclinal (côté gauche de la photo) ont été déformés par la phase Pa_2 et présentent des ondulations de faible amplitude. Les bancs du flanc nord-est n'ont pas été affectés et sont rectilignes.

Route du barrage de las Portas (Viana del Bollo).

Fig. 14 - Phase Pa_1. Pli d'amplitude décamétrique dans les quartzites de l'Arénig. Le clivage de fracture, bien développé, montre une disposition en éventail caractéristique.

Montes del Invernadero. Piste forestière de la Papelera Espanola.

Fig. 15 - Phase Pa_1. Plis d'amplitude métrique dans les quartzites de l'Arénig.

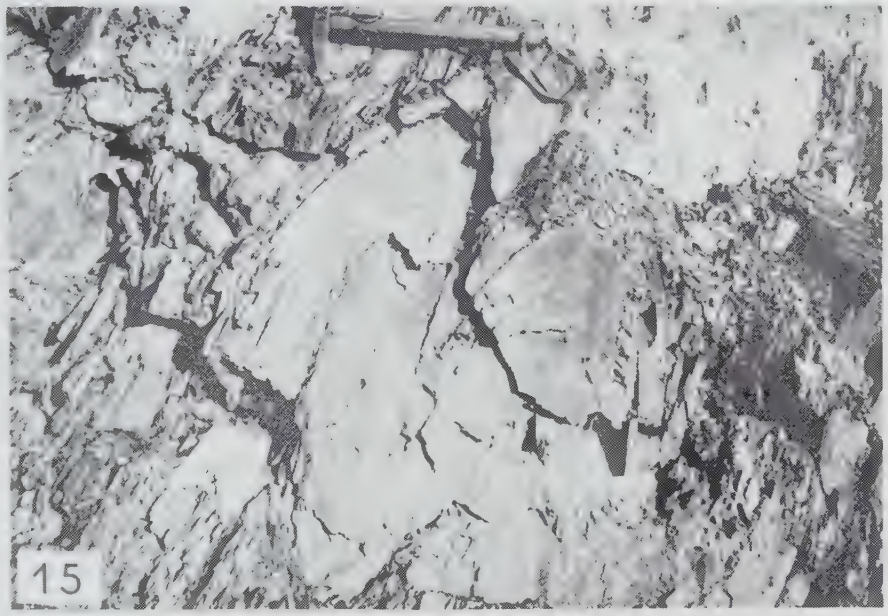
Montes del Invernadero. Piste forestière de la Papelera Espanola.

Fig. 16 - Phase Pa_1. Clivage de fracture à disposition en éventail dans la charnière d'un pli d'amplitude décamétrique dans les quartzites de l'Arénig.

Montes del Invernadero. Piste forestière de la Papelera Espanola.

13

14


15

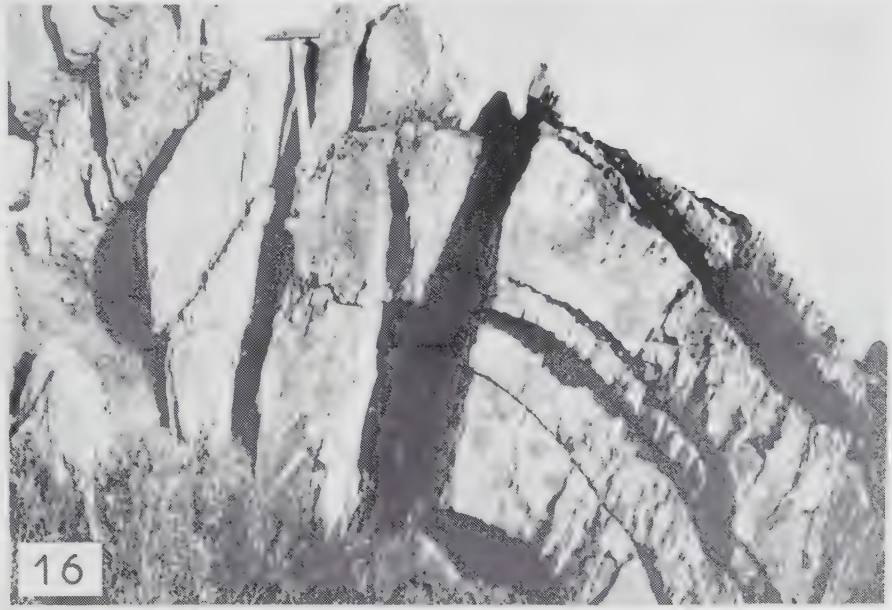

16

PLANCHE VI

Fig. 17 - Phase Pa_1. Clivage de plan axial associé aux plis de 1ère phase dans les quartzites de l'Arénig. Dans les bancs de quartite le clivage de fracture est fruste, fortement réfracté et à peine visible. Dans les interbancs schisteux, le clivage est parallèle au plan axial.

Route du barrage de las Portas (Viana del Bollo).

Fig. 18 - Détail de la figure 17

Fig. 19 - Phase Pa_1. Allures du clivage de plan axial dans des niveaux de compétence différente :

- clivage réfracté, en éventail dans les quartzites ;
- clivage en toit de maison dans les interbancs schisteux.

Montes del Invernadero. Piste forestière de la Papelera Espanola.

Fig. 20 - Phase Pa_1. Plis d'entrainement dans les quartzites de l'Arénig.

Piste de Cerdedelo à Albergueria (Nord de Verin).

17

18

19

20

PLANCHE VII

Fig. 21 - Phase Pa_2. Plis en genou déformant la schistosité de la 1ère phase (S_1) dans les schistes du Llandeilo.

Montes del Invernadero. Piste forestière de la Papelera Espanola.

Fig. 22 - Phase Pa_2. Pli en genou déformant la schistosité S_1 issue de la première phase dans les schistes du Llandeilo.

Montes del Invernadero. Piste forestière de la Papelera Espanola.

Fig. 23 - Phase Pa_2. Plis arrondis déformant des bancs de quartzites de l'Arénig redressés à la verticale par la 1ère phase.

Montes del Invernadero. Piste forestière de la Papelera Espanola.

22

23

21

PLANCHE VIII

Fig. 24 - Métamorphisme régional hercynien (M_4). Néocristallisations de muscovite dans le plan de la schistosité de crénulation de la phase Pa_2. Schistes du Llandeilo.

Route de Laza à Cerdedelo (Nord de Verin).

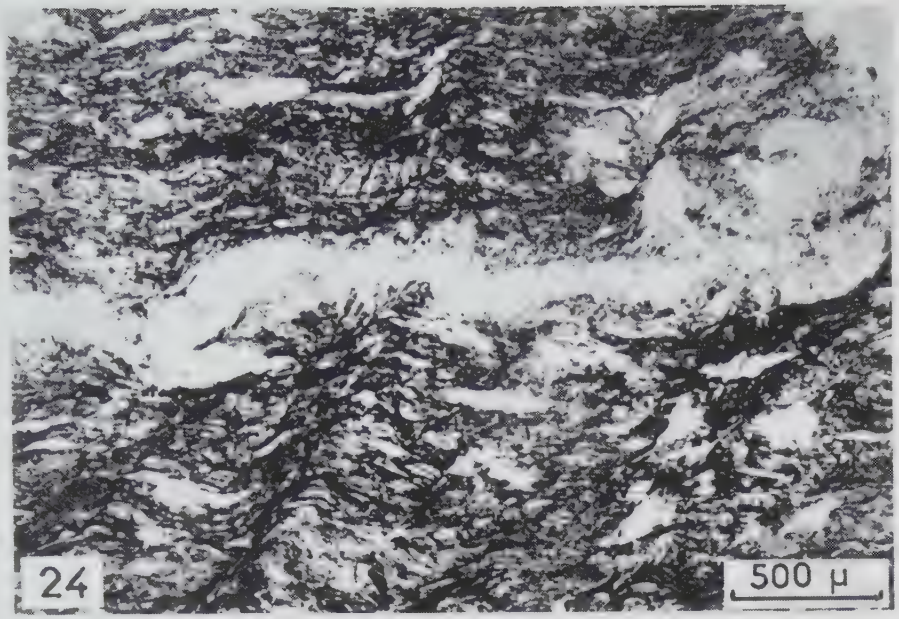
Fig. 25 - Détail de la figure 24.

Fig. 26 - Métamorphisme régional hercynien (M_4). Migmatites homogènes à structures en "schlieren".

Route de Bande à Cortegada.

Fig. 27 - Métamorphisme régional hercynien (M_4) Migmatites homogènes à structure "turbulente".

Route de Celanova à Bande.



PL. VIII

PLANCHE IX

Fig. 28 - Métamorphisme régional hercynien (M_4). Phénoblaste d'andalousite ayant conservé dans la partie centrale le clivage de crénulation S_2 de la phase Pa_2 (clivage orienté NW-SE sur la photo). Dans la mésostase, cette crénulation a été totalement effacée par la recristallisation des micas (biotite et muscovite).

Flanc nord-est du synclinal de Verin.

Fig. 29 - Métamorphisme régional hercynien (M_4) Même légende que la figure 28. Sur cette photo, le clivage de crénulation apparaît subhorizontal.

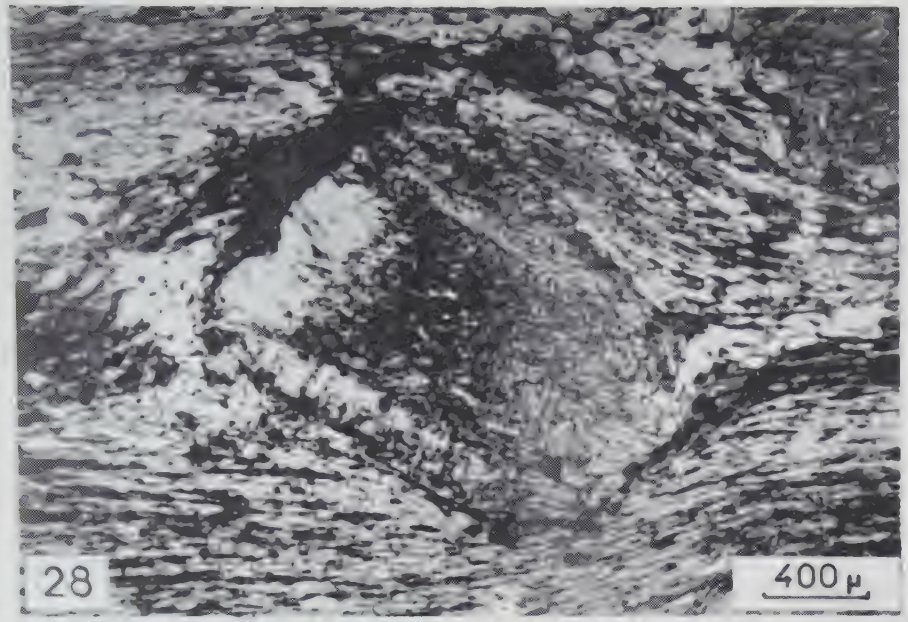
Flanc nord-est du synclinal de Verin.

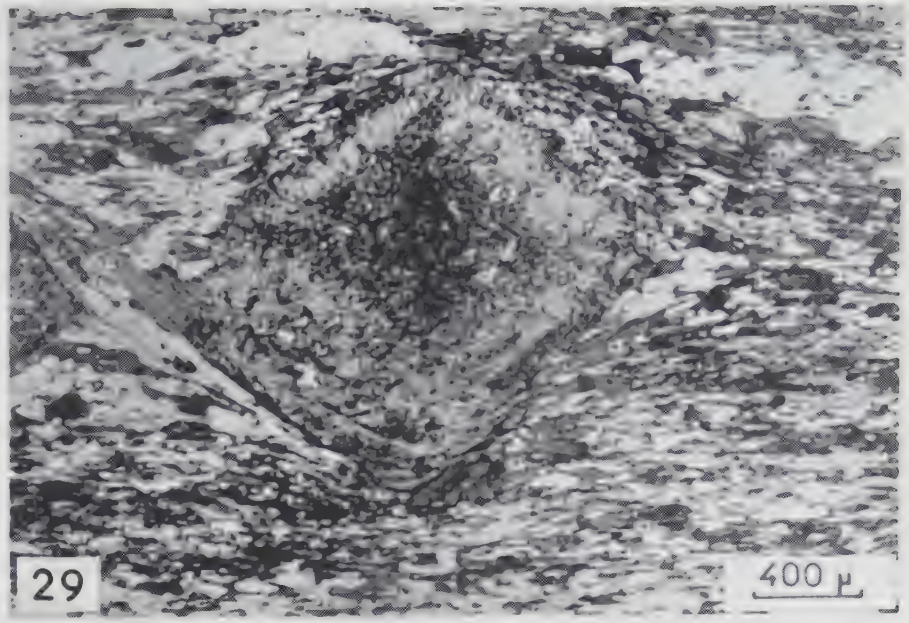
Fig. 30 - Métamorphisme régional hercynien (M_4). Phénoblaste d'andalousite à structure rotationnelle.

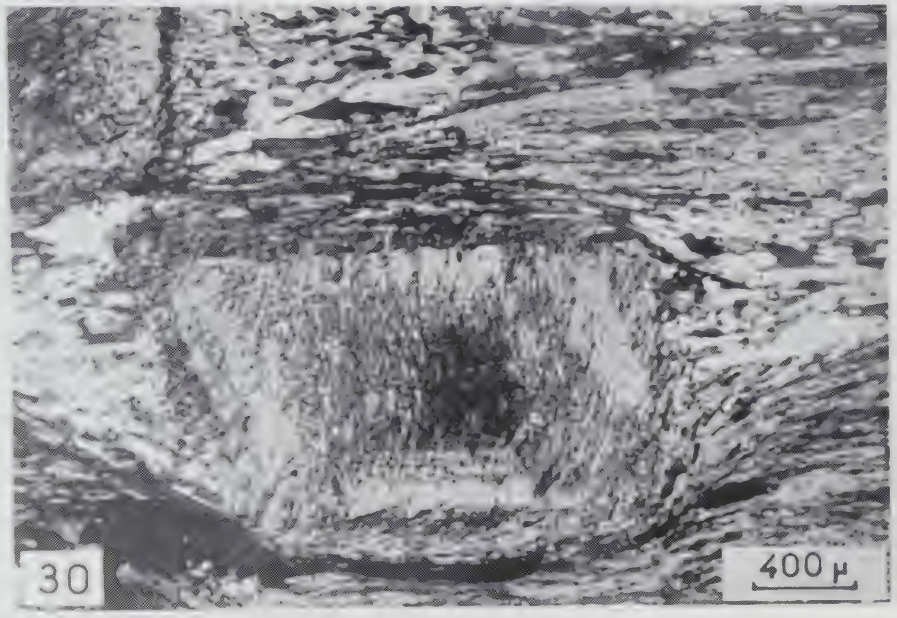
Flanc nord-est du synclinal de Verin.

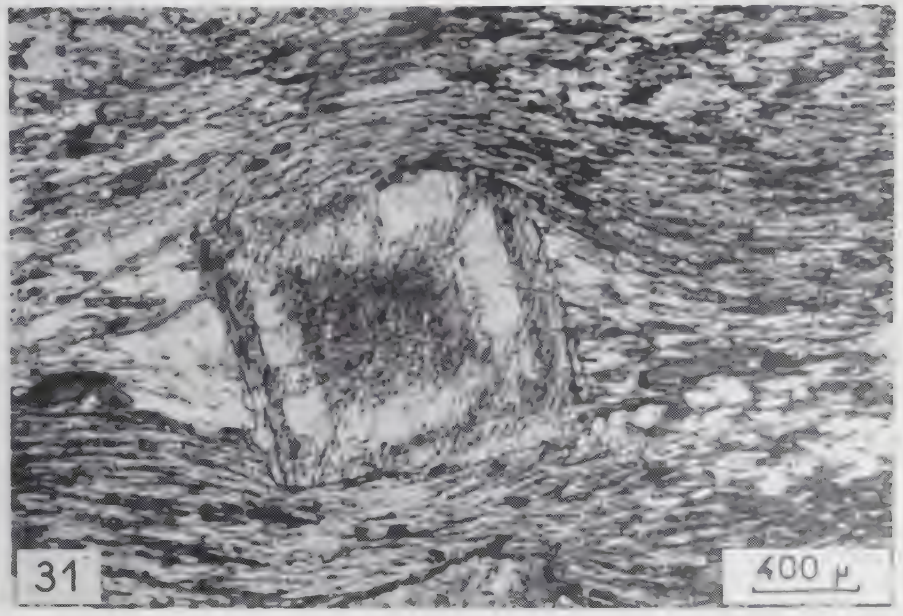
Fig. 31 - Métamorphisme régional hercynien (M_4) Phénoblaste d'andalousite à structure rotationnelle.

Flanc nord-est du synclinal de Verin.









Pl. IX

PLANCHE X

Fig. 32 - Série de Viana del Bollo. Gneiss à amphibole et grenat.

Route de Barjacobas.

Fig. 33 - Série de Viana del Bollo. Blastomylonites acides d'origine para-. La schistosité est soulignée par des lits de résidus (porphyroclastes de feldspath) et des filonnets de quartz.

Route de Porto (P. K. 11,500).

Fig. 34 - Série de Viana del Bollo. Blastomylonite acide d'origine para-. Les résidus de feldspath (yeux) sont étroitement moulés par des filonnets de quartz (quartz discordant)

Route de Porto (P. K. 11,500).

Fig. 35 - Série de Viana del Bollo. Blastomylonite acide d'origine ortho- (ancienne pegmatite). Les résidus de feldspath de grande taille sont très abondants et donnent à la roche un faciès oeillé grossier.

Route de Porto (P. K. 11,500).

32

33

34

35

Pl. X

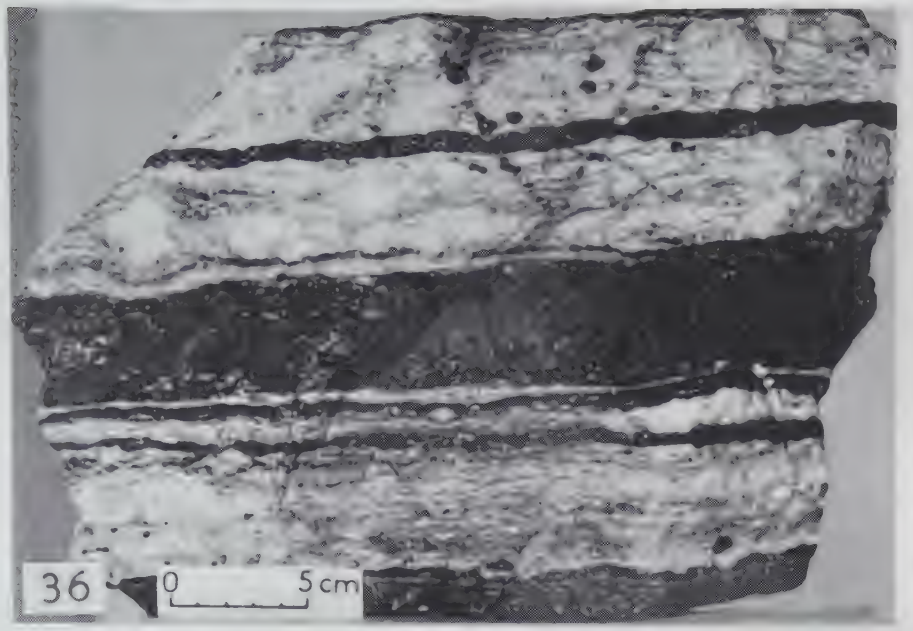
PLANCHE XI

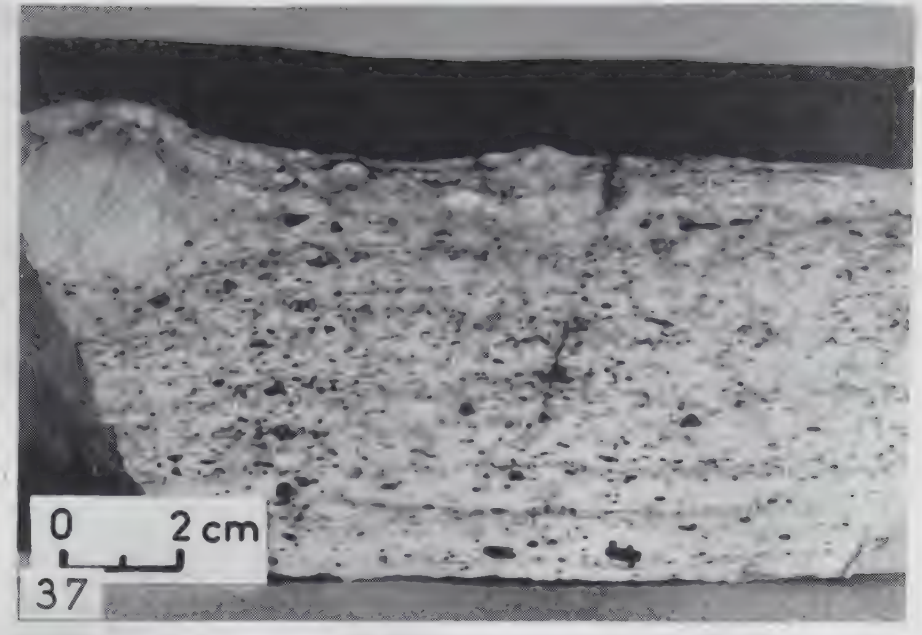
Fig. 36, 37 et 38 - Série de Viana del Bollo. Différents aspects des blastomylonites d'origine ortho-, à résidus de feldspaths, tourmaline, muscovite et grenat.

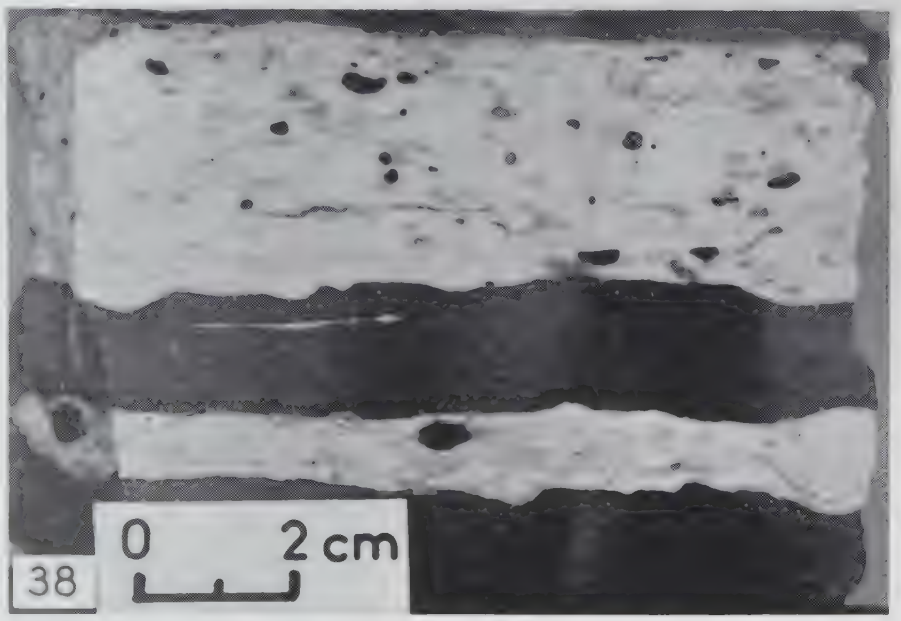
Route de Porto (P. K. 11,500).

Fig. 39 - Série de Viana del Bollo. Résidus de matériel pegmatitique (quartz et feldspath) moulés par la schistosité dans une blastomylonite acide à résidus de feldspath.

Route de Viana del Bollo à Sever.







Pl. XI

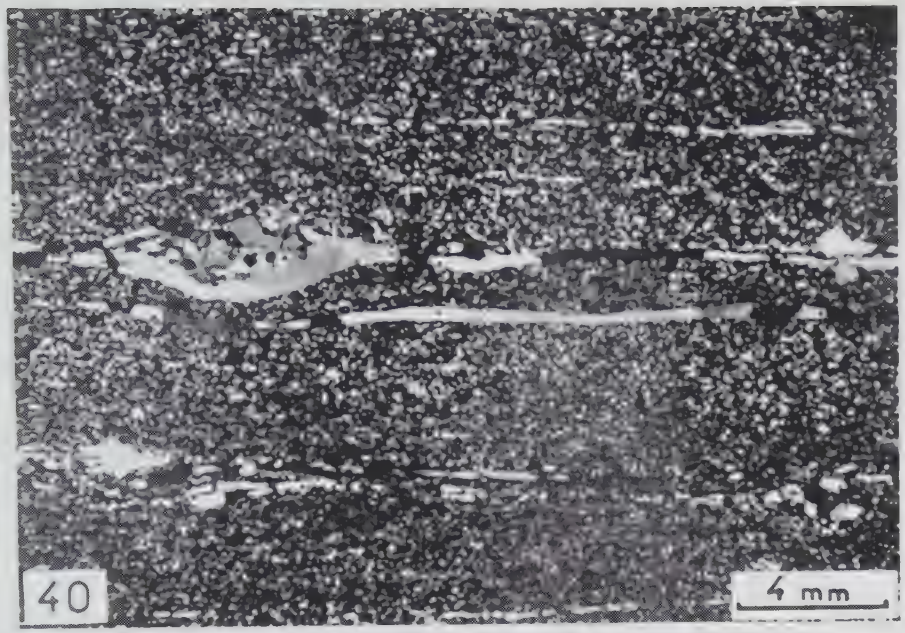
PLANCHE XII

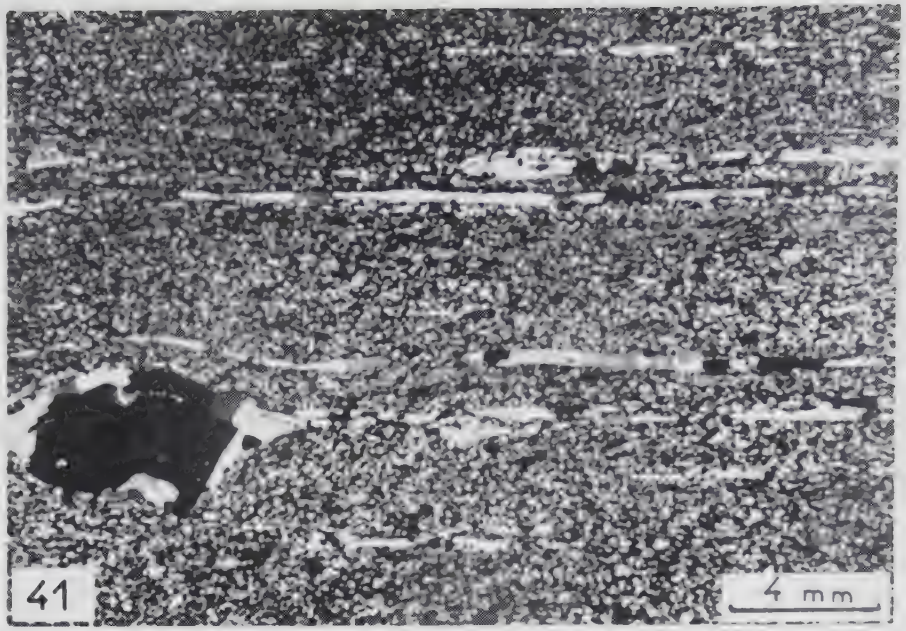
Fig. 40 et 41 - Structure microscopique des blastomylonites acides à résidus, d'origine para-. Dans les faciès gréseux ou riches en micas, les quartz discordants sont minces, très allongés et relativement peu abondants. Les résidus de plagioclase sont moulés par les quartz discordants et la mésostase.

Route de Porto (P. K. 11,500).

Fig. 42 et 43 - Structure microscopique des blastomylonites acides à résidus, d'origine para-. Dans les faciès plus feldspathiques, à résidus de plagioclase abondants, les quartz discordants apparaissent en plus grand nombre et sont plus épais, plus trapus.

Route de Porto (P. K. 11,500).





Pl. XII

PLANCHE XIII

Fig. 44 - Blastomylonite acide d'origine para-. Résidu formé de plusieurs cristaux de plagioclase montrant une forte extinction roulante et moulé par les quartz discordants.

Route de Porto (P. K. 11,500).

Fig. 45 - Blastomylonite acide d'origine para-. Résidu d'un minéral alumineux (disthène?) moulé par les quartz discordants et la mésostase et rétromorphosé en muscovite.

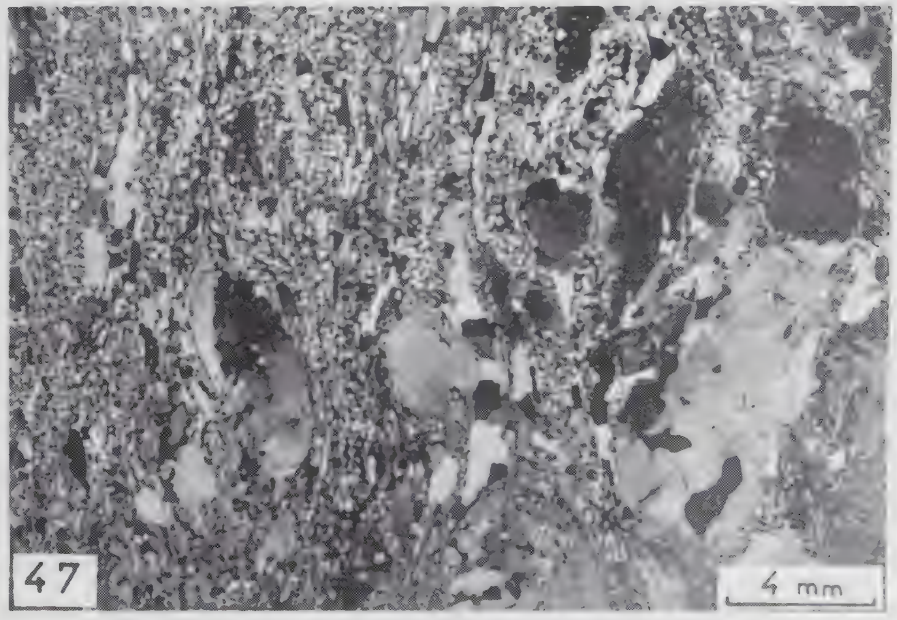
Route de Porto (P. K. 11,500).

Fig. 46 - Blastomylonite acide à résidus, d'origine ortho-. Les résidus sont constitués par le microcline (grand cristal dans la moitié droite de la photo) et le plagioclase. Les quartz discordants sont ici trapus et peu typiques.

Route de Porto (P. K. 11,500)

Fig. 47 - Blastomylonite acide, à résidus, d'origine ortho-. Les résidus de feldspaths sont granulés et montrent une forte extinction roulante.

Route de Porto (P. K. 11,500).



Pl. XIII

PLANCHE XIV

Fig. 48 - Phase Pk_4. Plis en chevrons d'amplitude centimétrique à millimétrique dans le mélanosome des épibolites de la série de Viana del Bollo.

Route de Porto (P. K. 16, 200).

Fig. 49 - Phase Pk_4. Plis en chevrons dans les épibolites de la série de Viana del Bollo. Les plis ont une amplitude d'autant plus grande que les filons de leucosome sont plus épais.

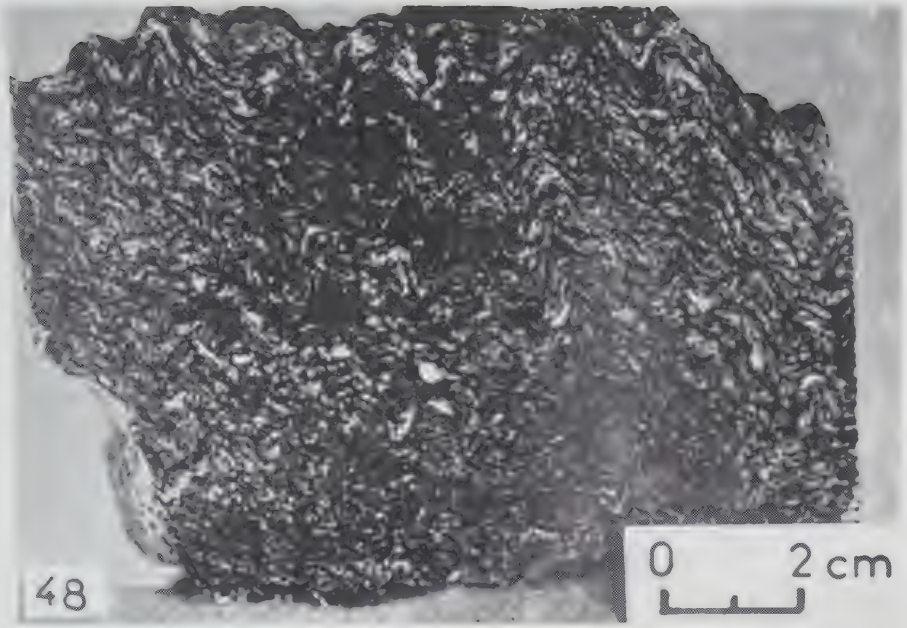
Route de Porto (P. K. 16, 200).

Fig. 50 - Phase Pk_4. Les plis en chevrons, bien développés dans les épibolites finement litées, passent à de simples ondulations dans les parties plus franchement granitiques (moitié supérieure de la photo).

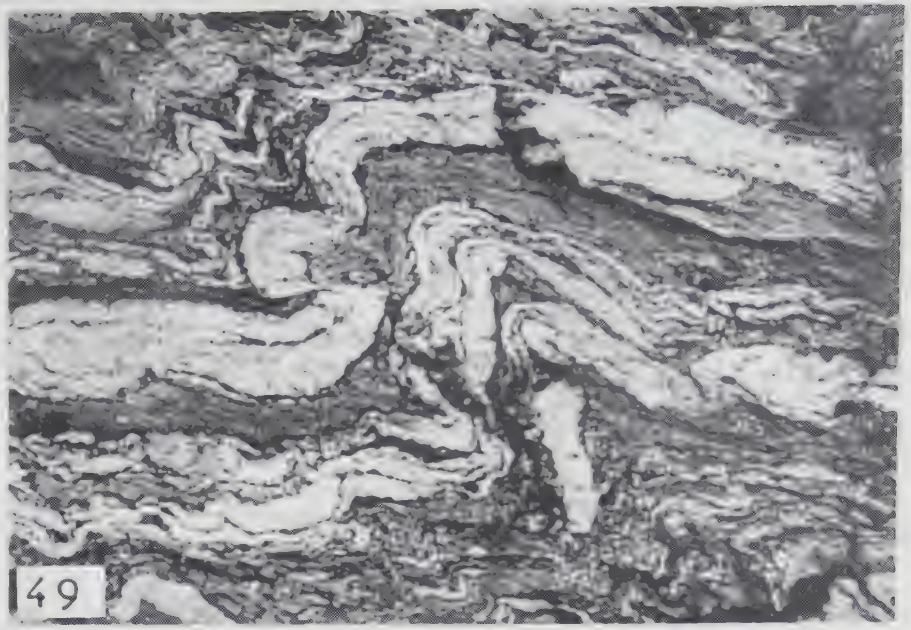
Route de Porto (P. K. 14, 500).

Fig. 51 - Phase Pk_4. Les plis en chevrons, de faible amplitude, nombreux et serrés dans le mélanosome, ont des amplitudes nettement plus importantes dans le leucosome.

Route de Porto (P. K. 16, 200).

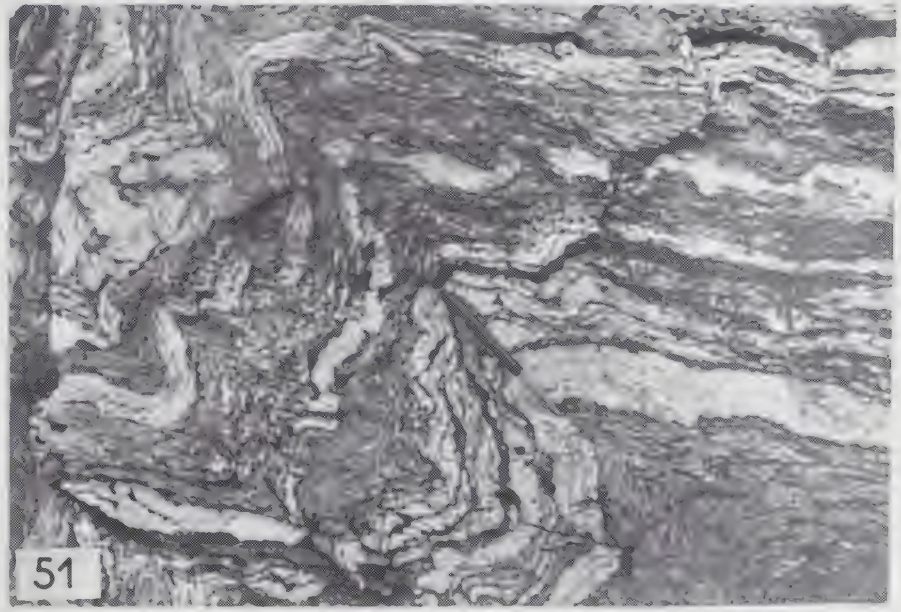


48



49

50



51

PI. XIV

PLANCHE XV

Fig. 52 - Phase Pk_3. Pli synschisteux de phase 3 reconnaissable grace à un niveau réfractaire à la migmatisation. La charnière du pli n'apparaît pas dans l'encaissant où seule la schistosité S_3 est visible.

Route de Porto (P. K. 11,200)

Fig. 53 - Phase Pk_3. Empilement de plis synschisteux, matérialisés par un niveau réfractaire (quartzite), à plan axial subhorizontal.

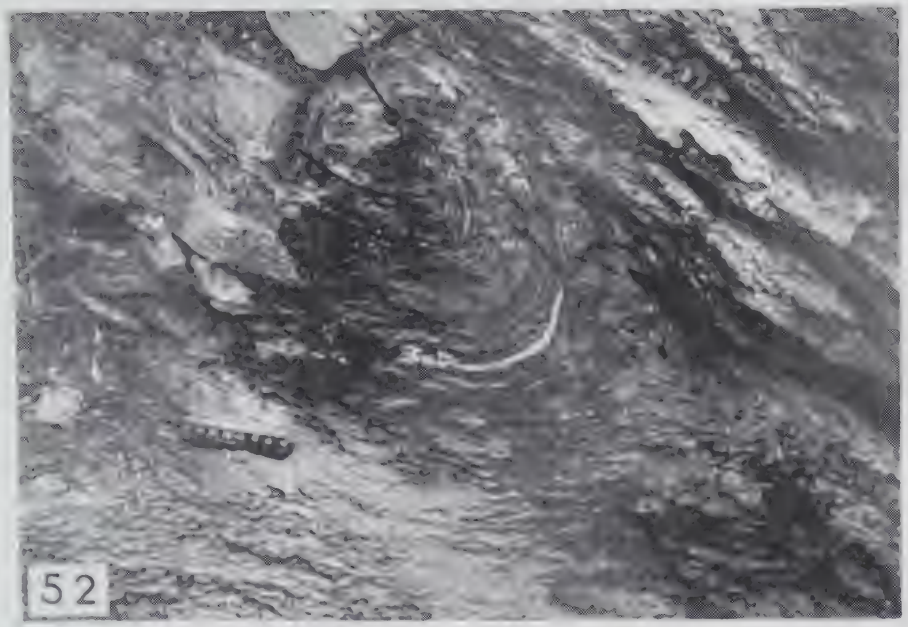
Route de Porto (P. K. 11,200)

Fig. 54 - Phase Pk_3. Pli synschisteux serré, presque isoclinal.

Route de Porto (P. K. 11,000)

Fig. 55 - Phase Pk_3. Pli synschisteux montrant un filon de leucosome engagé dans la structure plissée.

Route de Porto (P. K. 11,000)


52

53

54

55

PLANCHE XVI

Fig. 56 - Phase Pk_3. Pli synschisteux ouvert (comparer avec les figures 54 et 55).

Route de Porto (P. K. 11,200)

Fig. 57 - Phase Pk_3. Plis synschisteux dans des niveaux gréso-calcaires finement lités.
(N. B. : sur le terrain, le plan axial des plis est horizontal).

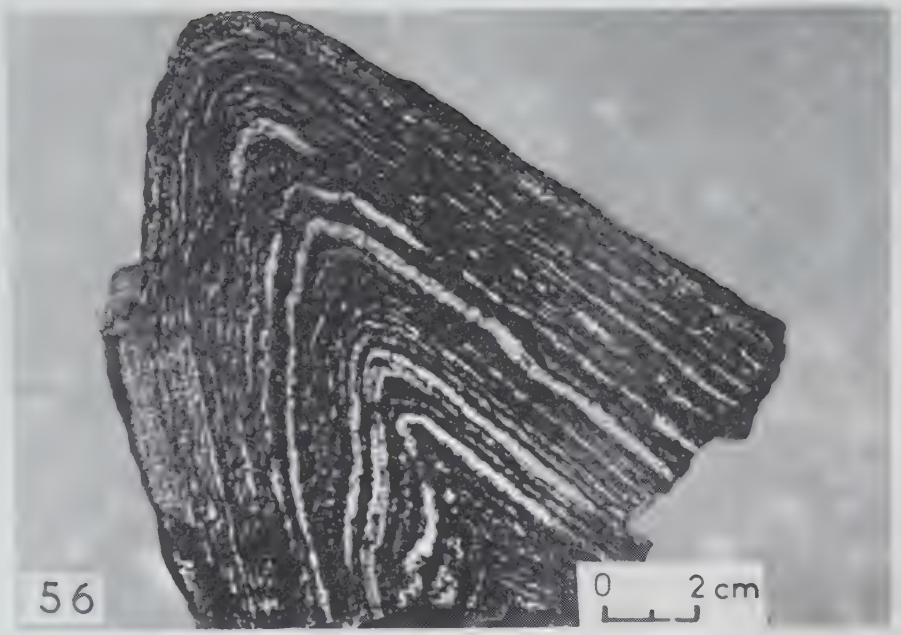
Route de Porto (P. K. 15,000)

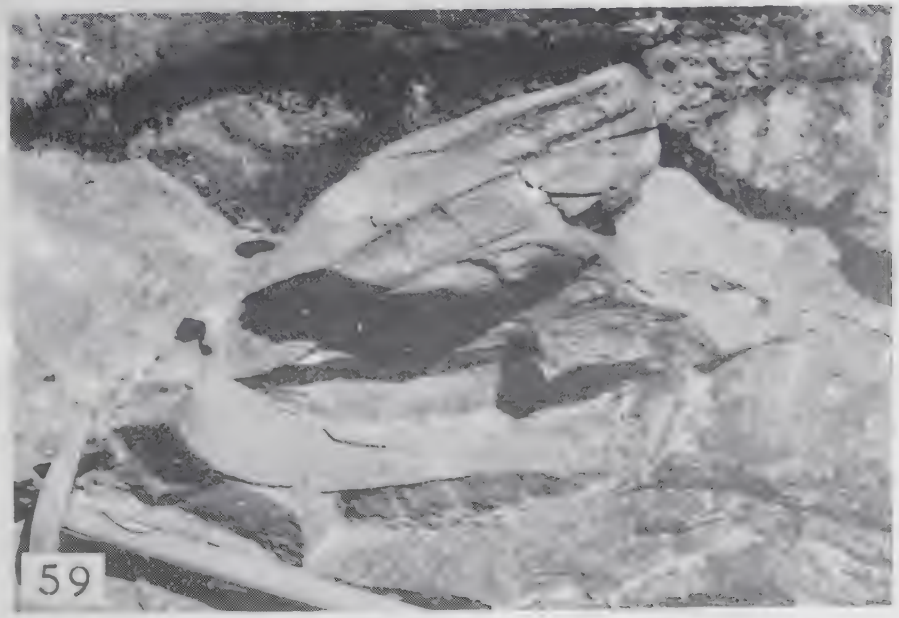
Fig. 58 - Phase Pk_3. Pli synschisteux à plan axial horizontal dans les blastomylonites à résidus.

Route de Porto (P. K. 11,500)

Fig. 59 - Phase Pk_3. Boudin de gneiss à pyroxène et grenat formé lors de la phase Pk_2 et replissé par la phase Pk_3.

Route de Barjacobas.





PL. XVI

PLANCHE XVII

Fig. 60 - Phases Pk_2 et Pk_3. Boudins de gneiss à pyroxène, amphibole et grenat formés au cours de la phase Pk_2, montrant la schistosité S_2 et replissés par la phase Pk_3.

Série de Viana del Bollo.

Fig. 61 - Phases Pk_2 et Pk_3. Pli isoclinal de phase Pk_2 replissé par la phase Pk_3.

Route de Barjacobas.

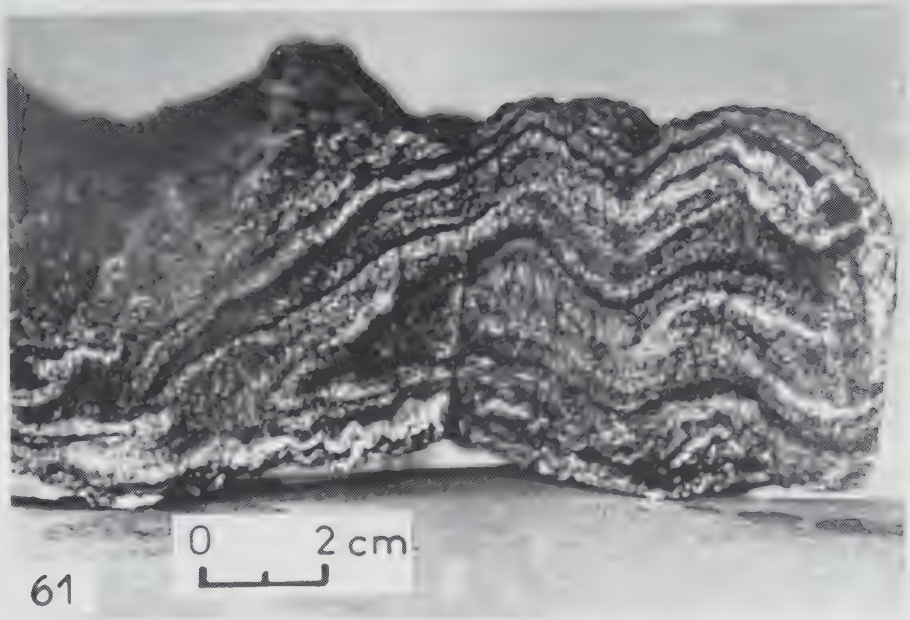
Fig. 62 - Phases Pk_2 et Pk_3. Pli isoclinal de phase Pk_2 repris par un pli de phase Pk_3 dans les quartzites de la série de Viana del Bollo.

Route de Porto (P. K. 11,200)

Fig. 63 - Phases Pk_2 et Pk_3. Pli isoclinal de phase Pk_2 (l'axe du pli est matérialisé par le crayon) repris par des plis de phase 3 à plan axial subhorizontal.

Route de Porto (P. K. 15,000)

0 5 cm
60


0 2 cm
61

62

63

PLANCHE XVIII

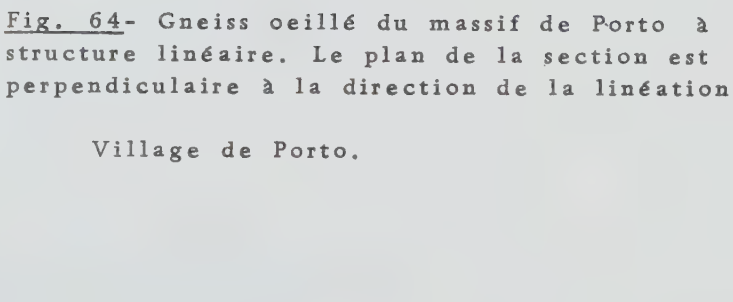


Fig. 64- Gneiss oeillé du massif de Porto à structure linéaire. Le plan de la section est perpendiculaire à la direction de la linéation

Village de Porto.

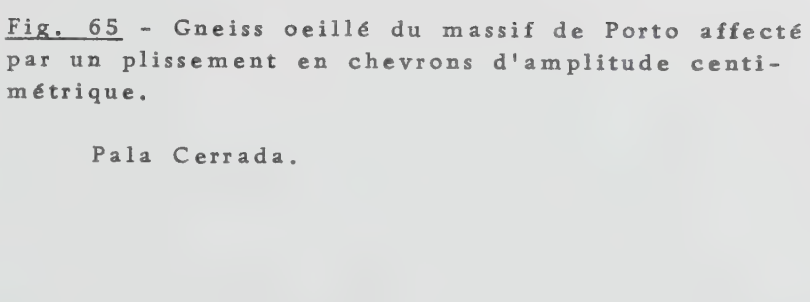


Fig. 65 - Gneiss oeillé du massif de Porto affecté par un plissement en chevrons d'amplitude centimétrique.

Pala Cerrada.

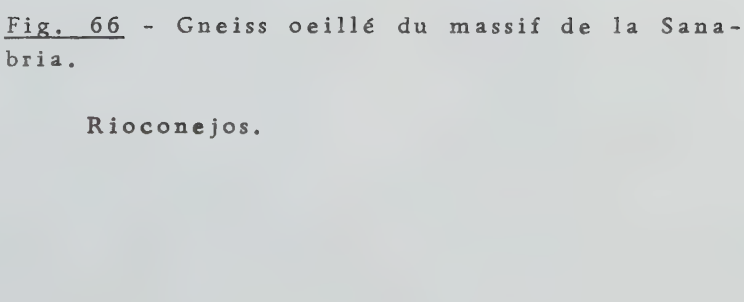


Fig. 66 - Gneiss oeillé du massif de la Sanabria.

Rioconejos.

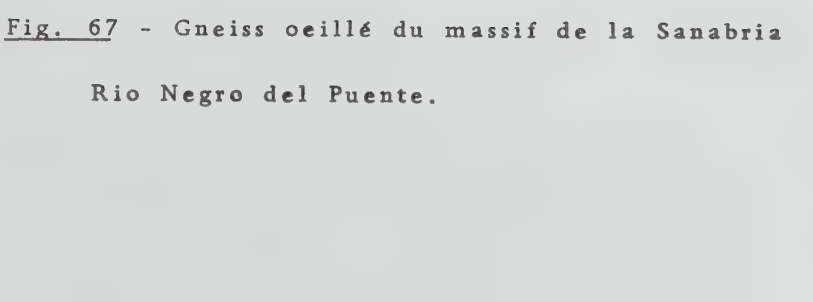
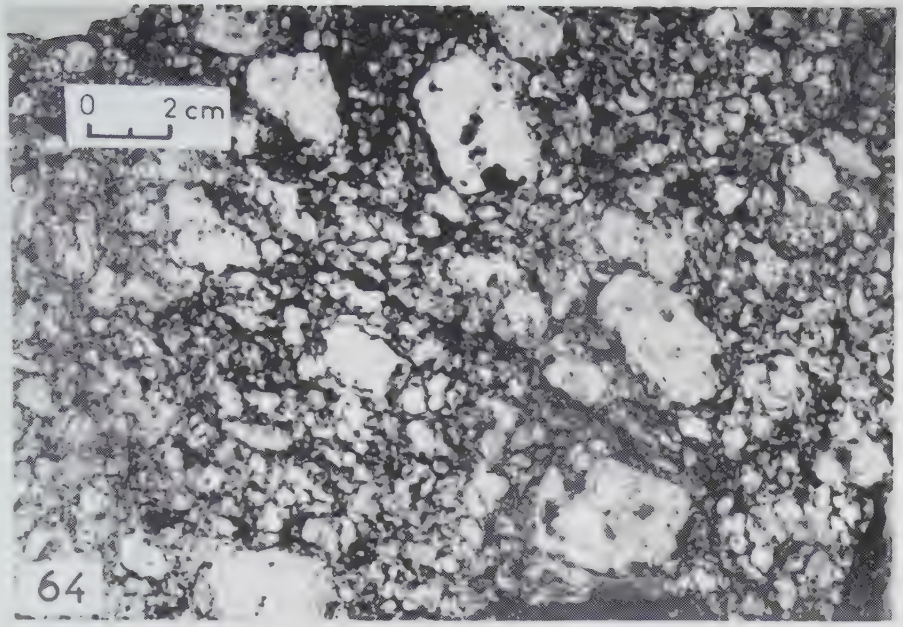
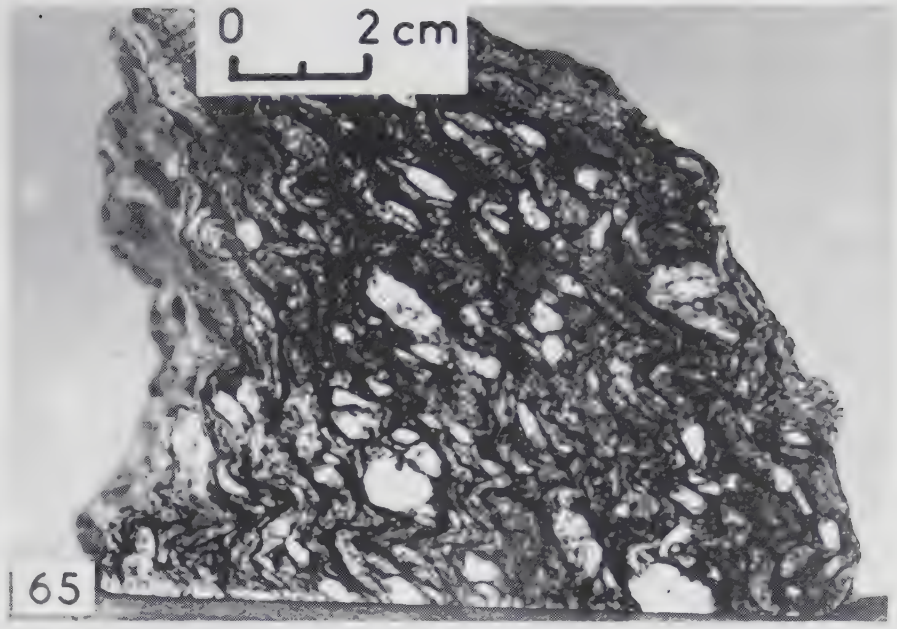
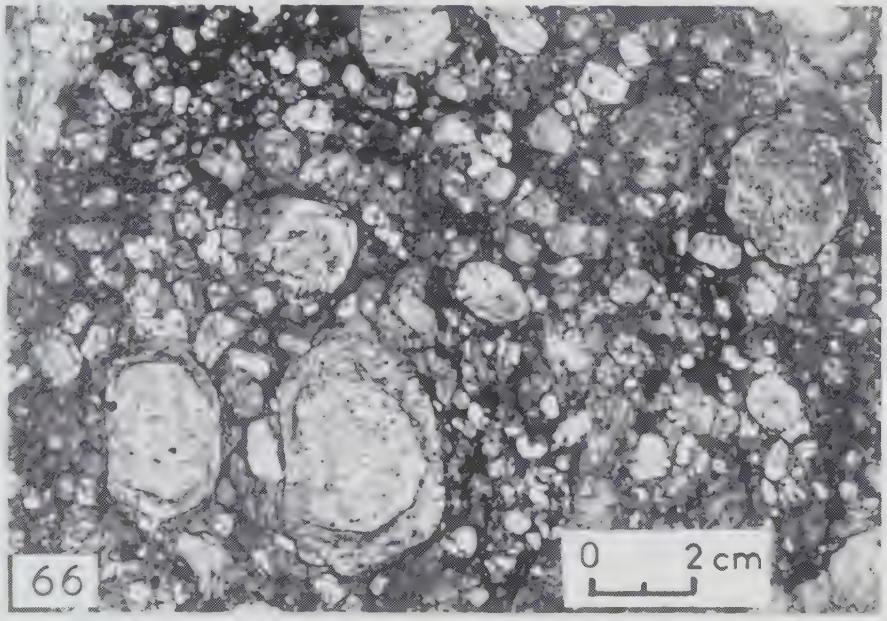


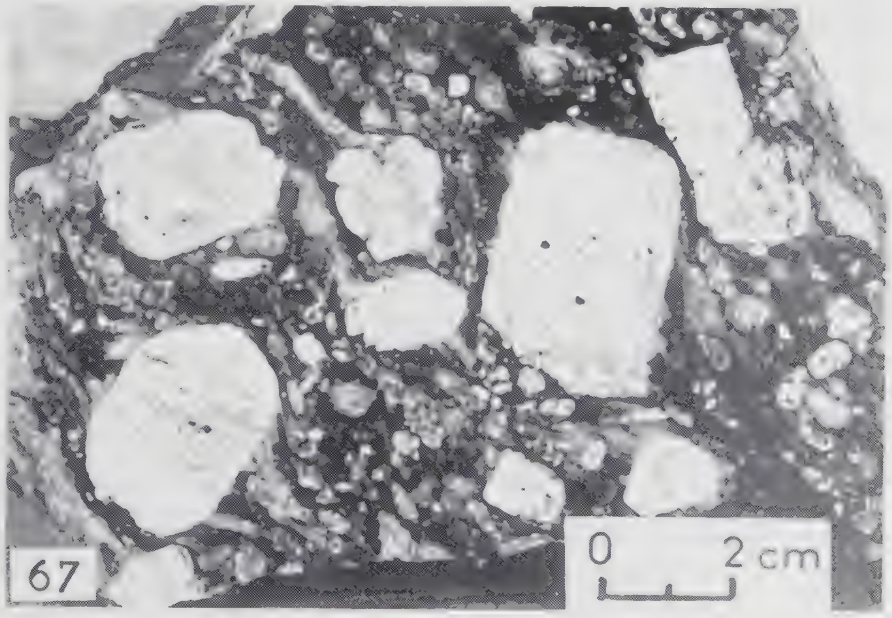
Fig. 67 - Gneiss oeillé du massif de la Sanabria

Rio Negro del Puente.









PL. XVIII

PLANCHE XIX

Fig. 68 - Gneiss oeillés du massif de Porto. Enclave microgrenue.

Route de Porto.

Fig. 69 - Gneiss oeillés du massif de Porto. Structure microscopique. Les phénocristaux de microcline et de plagioclase présentent des marques de déformation (extinction roulante, granulation, plan de mâcle tordu) et sont moulés par une mésostase grenue.

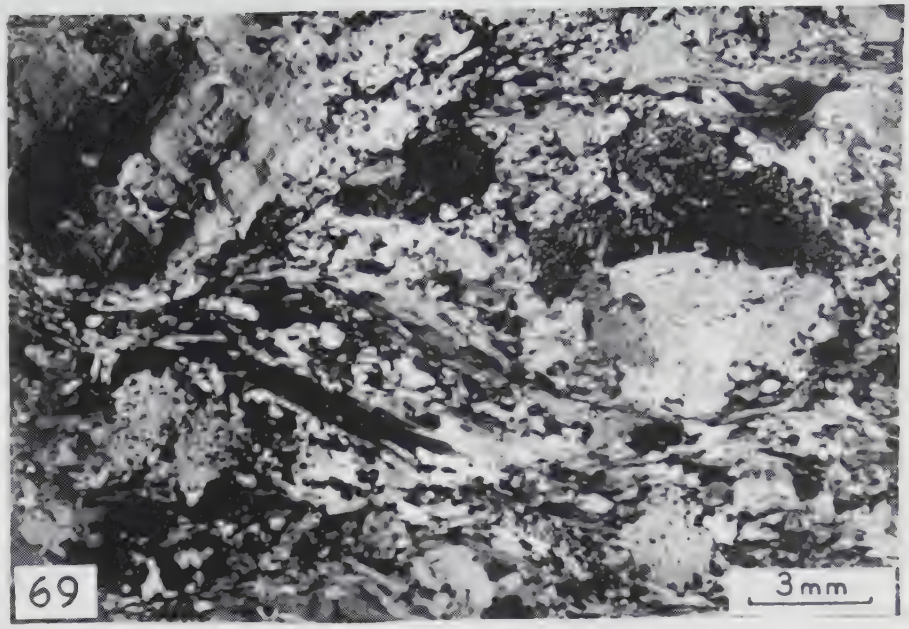
Route de Porto.

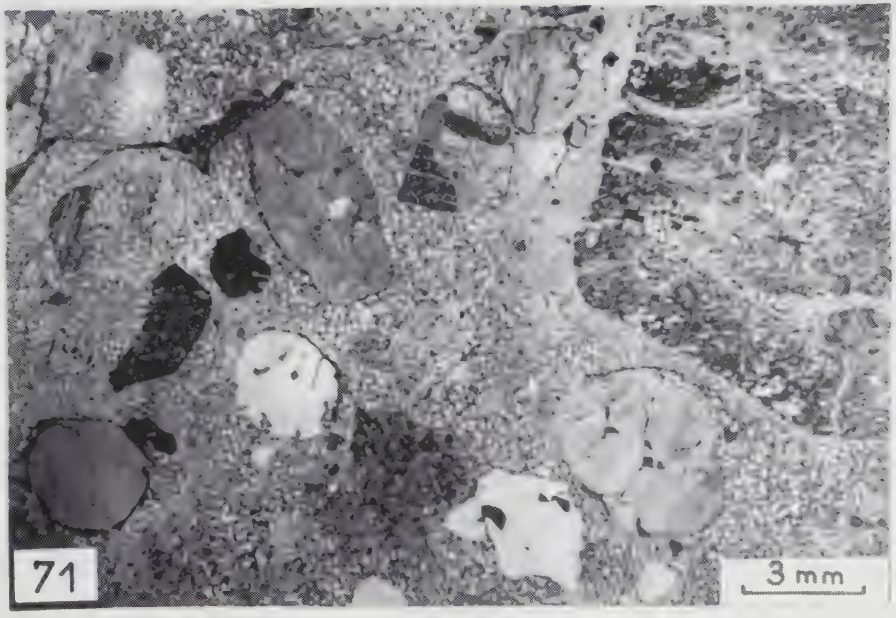
Fig. 70 - Gneiss oeillés du massif de la Sanabria. Structure microscopique. Les caractères de l'ancien microgranite (structure microgrenue porphyrique, quartz subautomorphe corodé, etc...) sont reconnaissables malgré des déformations et les recristallisations.

Rio Negro del Puente.

Fig. 71 - Gneiss oeillé du massif de la Sanabria. Structure microscopique. Même légende que la figure 70.

Rioconejos.





Pl. XIX

PLANCHE XX

Fig. 72 - Gneiss oeillés du massif de Porto. Les plis en chevrons de la phase Pk_4 déforment la schistosité S_3 des gneiss et un filon de pegmatite.

Route de Porto.

Fig. 73 - Gneiss oeillés du massif de Porto.
Les plis en chevrons de la phase Pk_4 déforment :

- la schistosité S_3 des gneiss ;
- les filonnets leucosomiques concordants, disposés dans le plan de S_3;
- les filons de matériel granitique sécants par rapport à S_3.

Sur ces filons, on peut remarquer les différences d'allure de la déformation en fonction de l'épaisseur.

Route de Porto.

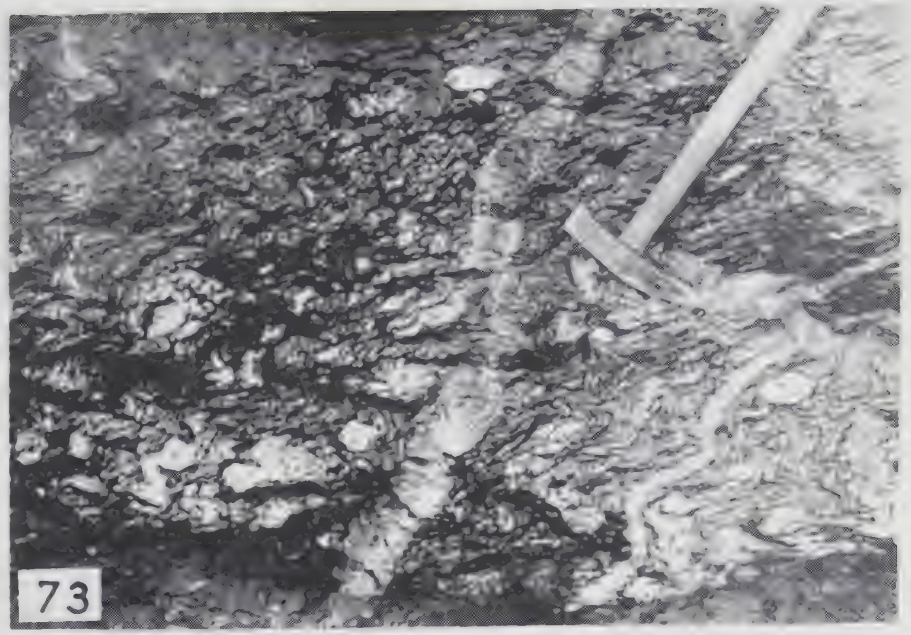
Fig. 74 - Gneiss oeillés du massif de Porto présentant un début de mobilisation. Les filonnets de leucosome sont disposés dans le plan de la schistosité S_3 et plissés par les chevrons de la phase Pk_4.

Route de Porto.

Fig. 75 - Gneiss oeillés du massif de Porto affectés par la migmatisation hétérogène. Les filonnets de leucosome, d'épaisseur centimétrique à décimétrique sont plissés en chevrons par la phase Pk_4.

Pala Cerrada.

72


73

74

75

PI. XX

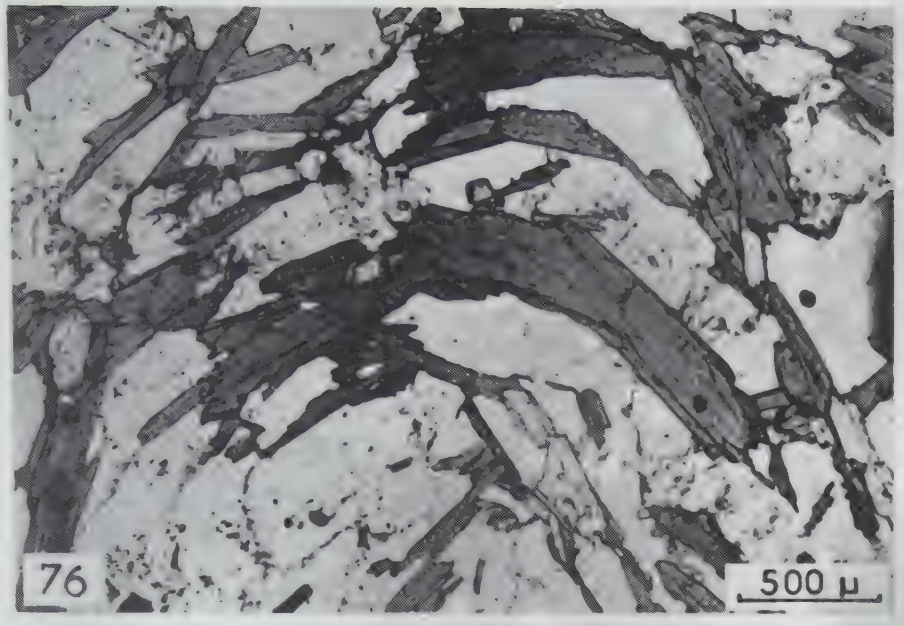
PLANCHE XXI

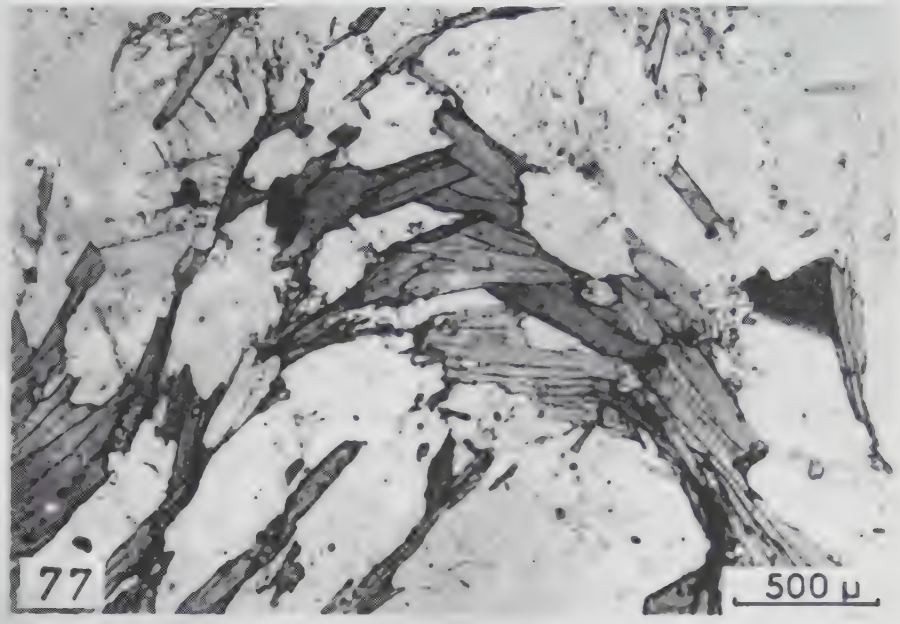
Fig. 76 - Gneiss oeillés du massif de Porto. Structure microscopique. Arc polygonal de la phase Pk_4.

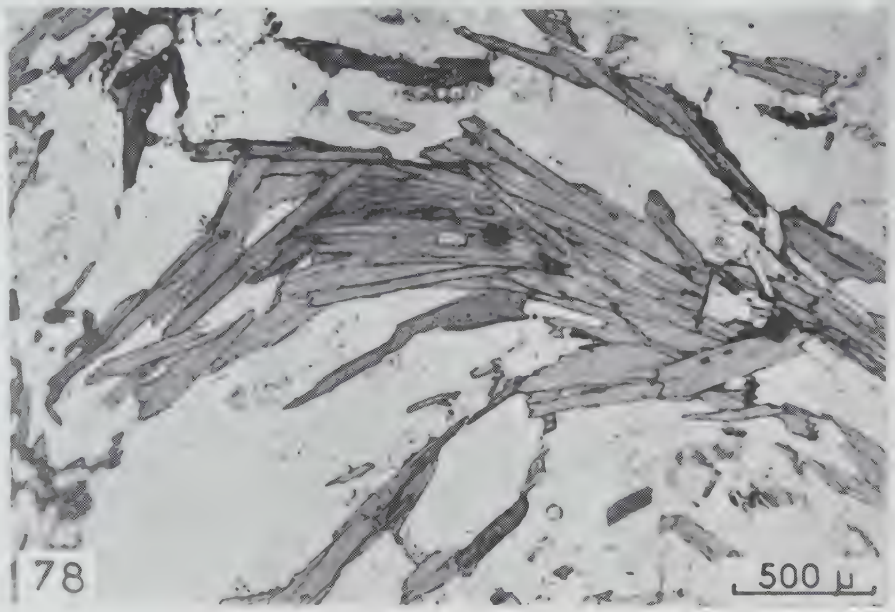
Fig. 77 - Epibolites de la série de Viana del Bolo. Structure microscopique. Arc polygonal de la phase Pk_4.

Fig. 78 - Epibolites de la série de Viana del Bollo. Structure microscopique. Arc polygonal de la phase Pk_4.

Fig. 79 - Epibolites de la série de Viana del Bolo. Structure microscopique. Vue d'ensemble des arcs polygonaux de la phase Pk_4.







PI. XXI